

QE
1
I6
1948c
v.12

*Sellin & Co
April 50, 1950*

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948



PART XII

(12)

PROCEEDINGS OF SECTION L
EARTH MOVEMENTS
AND
ORGANIC EVOLUTION

LONDON

1950

UNIVERSITY OF ILLINOIS AT
CHICAGO CIRCLE
801 SO. MORGAN
CHICAGO, IL. 60607

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS//

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948 /

General Editor: A. J. Butler

QE
1
I6
1948c
v.12
SCIENCE



PART XII

PROCEEDINGS OF SECTION L EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

Edited by
H. L. HAWKINS and F. HODSON

LONDON

1950

Section L, Earth Movements and Organic Evolution,
met twice during the Session, on August 26th and
August 28th. On both occasions the Chairman was
Professor H. L. Hawkins. Mr. F. Hodson was Secretary
of the Section.

Contents

	PAGE
H. L. HAWKINS. Introduction	5
D. ANDRUSOV. Mouvements orogéniques, sédimentation et évolution de la vie dans les Carpathes occidentales	7
L. V. ČEPEK. Palaeozoic Earth Movements and Organic Evolution	14
A. CHAVAN. Sur les causes de certaines migrations de faunes avant et pendant l'Eocène (Mollusques d'origine mésogéenne)	19
R. C. MOORE. Evolution of the Crinoidea in Relation to Major Paleogeographic Changes in Earth History	27
V. A. OBRUCHEV. The Fundamental Features of the Kinetics and Plastics of Neotectonics.....	54
K. ZAPLETAL. Geochemie, Rhythmus der Sedimentation und organische Entwicklung im Lichte der Tektogenesis	55

EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

INTRODUCTION

By H. L. HAWKINS

Great Britain

THE topic chosen for consideration by this section may fairly be claimed to represent the very essence of Palaeontology. It is, in a sense, a dramatic aspect of the science, for it is concerned with the reaction between the actors and the stage on which they perform. The scenes are for ever changing, but the play goes on. It is, perhaps, always the same play, performed by relays of actors; but the manner of its presentation cannot fail to be influenced by alterations in the disposition of the stage-furniture. We ourselves are actors, but in imagination we can withdraw to the auditorium and watch the other players as they struggle through their parts on the shifting stage.

It soon becomes clear that only a resourceful actor can maintain his rôle when the familiar environment is altered, and that even he will find it impossible to carry on if the changes are too drastic.

At the time when fossils were first recognized as aids in stratigraphy, the catastrophic ideas of world-history were not wholly abandoned. Striking differences in fauna and flora marked the populations of the several eras; and a ready explanation was available in the conception of holocausts and new creations. Later the uniformitarian school of thought introduced belief in the essential continuity of earth-history, and found biological expression in the theory of Evolution. We may, perhaps regretfully, look back on the good old days when the classification of fossils and strata was as straightforward as that of coins or postage-stamps; but although the classifications we employ are legacies from a discredited creed, they can still be made to work. The gaps in our knowledge are almost as useful to us as the snippets of information we possess, for they provide punctuation in an otherwise ultra-legal document.

Earth movements may be gradual or relatively sudden, local or regional; but in every case they produce differences in ecological conditions. There are three kinds of reaction that may be enforced upon the fauna and flora—migration, extinction, or modification.

Migration is a possible response if the changes in environment are local and gradual; extinction is almost inevitable if they are regional and sudden. Between these two extremes comes the opportunity for modification, if the group affected is sufficiently plastic.

All through this framework of the problem run the complicated strands of the balance of power—the stability of an assemblage in which every species is a member of a community that will be upset if only one member defaults. And behind that elaborate fabric is the inconstant background of individual variability.

So many factors contribute to evolutionary changes that it is only in the clarifying perspective of geological time that we can hope to disentangle them. The communications that are to be brought before us will, I hope, provide material for useful discussions; I am not so sanguine as to expect a solution of even a part of the problem.

Perhaps I may be allowed to introduce the subject in a very general and comprehensive way. It is, I imagine, generally agreed that there have been three major orogenic episodes in the part of stratigraphical history that concerns palaeontology. The Caledonian, Hercynian, and Alpine orogenies were world-wide, even if they were not strictly synchronous in all regions; they provided interludes between the Lower and Upper Palaeozoic, the Mesozoic and the Cainozoic eras. Recognition of these eras came from the reputed extinction of important groups at the end, and the reputed introduction

of new ones at the beginning, of each. When subjected to detailed analysis this simplified conception is shown to be partly inaccurate; but it contains an approximation to truth. The impression one obtains is of a speeding up of evolution at times of great crustal paroxysm; an acceleration that is both negative and positive. This unusual order of words is deliberate, for if an important part of the population should be exterminated, there automatically arises opportunity for uninhibited expansion by the surviving part. Death makes room for life.

Some idea of the relation between large groups of organisms and episodes of great crustal disturbance can be derived from consideration of the record of the shelly Cephalopoda. In the Lower Palaeozoic era these were represented by a wealth of elaborate Nautiloid types: in the Upper Palaeozoic era only relatively simple Nautiloids persisted, and the Ammonoids began their riotous career. In the Mesozoic era the still flourishing Ammonoids were joined by the Belemnoids; while in the Cainozoic era all, save a sample of Nautiloid forms, have disappeared. The sudden transformations that seem closely associated with the main orogenic spasms are seen clearly in this record; there are, however, two discrepancies. The Ammonoids successfully bridged the chasm of the Hercynian orogeny, though collapsing at their first approach to the Alpine; while the relatively simple Nautiloid types have persisted through all three crises.

Surely in such a case (and there are many like it) we are justified in assuming that a group at the height of its powers is capable of weathering the severest storm, while one that has reached the stereotyped complexity of old age is impotent when subjected to stress. By analogy, we may state as a guiding principle that a bout of strenuous exercise that stimulates and invigorates the adolescent is likely to prove fatal to the senile.

Conversely, the groups that have resisted the temptation to specialization, and are content to remain unobtrusive members of the community, thereby retain their adaptability and stand a good chance of coming through crises with but little hurt. "The meek shall inherit the earth."

This broad and superficial outlook on the problem before us may offend meticulous students, and I put it forward as no more than crude impressionism. But I am convinced that research, however detailed, will yield results not wholly inconsistent with the generalization I have expressed.

MOUVEMENTS OROGÉNIQUES, SÉDIMENTATION ET ÉVOLUTION DE LA VIE DANS LES CARPATHES OCCIDENTALES

Par D. ANDRUSOV

Czechoslovakia

RÉSUMÉ

Les relations qui existent entre les mouvements du sol, la sédimentation et l'évolution de la vie peuvent être suivies dans les Carpathes occidentales.

Le caractère de la sédimentation et les variations que celui-ci subissait dans le temps sont analysés pour toutes les formations, depuis les plus anciennes représentées probablement par le Paléozoïque ancien.

Au Carbonifère moyen, la mer envahit de vastes espaces appartenant au domaine des Carpathes occidentales pour reculer ensuite, au Permien, vers le bord sud de la région; ces déplacements de la mer sont dus aux puissants mouvements orogéniques hercyniens.

Le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur correspondent à un grand cycle de sédimentation interrompu de temps en temps par de faibles mouvements du sol. La région des Carpathes occidentales se divise à ce temps en une série de géosynclinaux et géanticlinaux secondaires dans lesquels la vie prend différents aspects.

Dès la fin du Néocomien et jusqu'à l'Eocène les Carpathes occidentales sont affectées par des mouvements du sol réitérés qui provoquent des émergences, dans les régions centrales surtout, sans causer d'interruption de la sédimentation dans les zones externes.

A partir de ce temps la sédimentation devient flyschueuse, et ce caractère persiste durant tout le Paléogène. De nouveaux mouvements orogéniques—puissants dans les zones externes, plus faibles dans les zones internes—se produisent dans les Carpathes occidentales après le dépôt du Paléogène.

LES grands progrès réalisés ces 20 dernières années par l'étude des Carpathes occidentales ont permis de donner plusieurs aperçus d'ensemble de la structure de ces montagnes (J. Nowak, D. Andrusov, E. Spengler).

Dans la présente note je tâcherai de mettre en évidence les relations entre les mouvements de l'écorce terrestre, la sédimentation et l'évolution de la vie qui existaient aux temps où prenaient naissance les formations constituant aujourd'hui les Carpathes occidentales.

On connaît bien les rapports qui existent entre les mouvements de l'écorce terrestre et la sédimentation—they ont été retracés pour différentes régions de la Terre, entre autres pour le domaine des Carpathes occidentales.

L'influence des mouvements orogéniques et de la sédimentation sur les caractères paléontologiques, c'est-à-dire sur les aspects de la vie, est multiple. De façon générale, les caractères des êtres organisés sont déterminés par les conditions bathymétriques. L'apparition de différentes associations d'organismes et les modifications qui y interviennent sont dues aux changements paléogéographiques qui, eux, sont provoqués par les mouvements de l'écorce terrestre.

Il est très difficile de préciser l'âge des formations les plus anciennes des Carpathes occidentales. Les séries peu métamorphiques du Spiš et du Gemer appartiennent probablement au Paléozoïque ancien (Silurien-Dévonien ou même Cambrien-Dévonien); elles sont presque entièrement détritiques et fortement plissées, ce qui, avec l'absence de niveau caractéristique, empêche la détermination de leur épaisseur. Les seules assises de ce complexe qui contiennent des organismes sont les faibles intercalations de lydiennes à Radiolaires. Ces Radiolaires représentent, dans les Carpathes occidentales, les fossiles les plus anciens. La profondeur à laquelle se sont déposées les lydiennes ne devait pas être grande puisque ces dernières montrent des rapports étroits avec les séries détritiques, parfois grossières.

Une telle sédimentation surtout argileuse et sableuse avait, semble-t-il, eu lieu dans la zone des

massifs cristallins centraux de la Slovaquie, mais il est rare que les séries soient restées non métamorphisées (Petites Carpathes). Les dépôts antérieurs au Moscovien ont été généralement transformés en schistes cristallins de la catazone. Dans les Petites Carpathes on observe des passages entre les séries non métamorphisées et celles qui le sont. Les sédiments dont se sont formés, sous l'action du métamorphisme, les schistes cristallins des massifs centraux ont dû être, à l'origine, à peu près les mêmes que ceux qui composent les séries à peine métamorphisées des Petites Carpathes. On est donc en droit de supposer que ce cristallin représente, lui aussi, le Paléozoïque ancien.

Rien ne prouve que des mouvements orogéniques se soient produits, dans les Carpathes occidentales, avant le Dévonien. Les formations attribuées au Paléozoïque ancien sont recouvertes en discordance par le Moscovien marin qui est surtout bien développé dans les montagnes du Spiš et du Gemer, où cet étage (et peut-être aussi la base de l'Ouralien) est représenté par des sédiments grossièrement détritiques ou argileux, localement organogènes calcaires. La sédimentation a dû être assez énergique puisque l'épaisseur du Carbonifère moyen s'évalue ici à environ 300 m. Parmi les formations calcaires, qui atteignent parfois une épaisseur considérable, mentionnons les calcaires construits à Fusulines et à Coraux. Certains calcaires très purs, surtout ceux qui ont été remplacés métasomatiquement par la giobertite, étaient probablement, à l'origine, des roches zoogènes.

Dans les zones moyennes des Carpathes occidentales, le Carbonifère, assez souvent présent, ne contient jamais de formations organogènes. Dans toute cette région, jusqu'aux zones tout externes du Flysch, il conserve le même caractère marin.

Dans les zones tout externes des Carpathes, la sédimentation et les mouvements orogéniques ont été les mêmes que dans les parties attenantes du massif de Bohême. Près du liseré nord des Carpathes occidentales—faibles mouvements orogéniques à la base du Carbonifère, Culm marin et Westphalien continental. Le caractère paléogéographique subit donc un profond changement au Carbonifère moyen à l'intérieur de la zone du Flysch. Au Sud, à partir d'une certaine limite, on observe du Moscovien marin dont la transgression fit suite aux mouvements orogéniques antémoscoviens. Plus au Nord, cette transgression a été accompagnée par la formation d'importants affaissements qui devinrent le siège d'une sédimentation continentale. Des bassins de subsidence se formèrent au Westphalien surtout près du bord nord des Carpathes. Toute la région des Carpathes occidentales semble avoir été le théâtre de mouvements orogéniques dès la fin du Carbonifère ou le début du Permien. Une sédimentation continentale grossièrement détritique s'installa ensuite dans l'ensemble des Carpathes. Ces dépôts du type Verrucano, absolument dépourvus de fossiles, sont particulièrement puissants dans les zones méridionales (500–1,000 m). Ils sont séparés du Trias inférieur, avec lequel on les confondait autrefois, par une phase orogénique importante correspondant à la fin du Permien (phase de Pfalz). La région la plus proche où apparaissent les formations permienues marines se trouve dans les montagnes du Bükk (Rakusz); on voit donc que les eaux marines ont été refoulées loin vers le Sud par les mouvements orogéniques de la phase postmoscovienne.

Le Mésozoïque (du début du Trias à l'Albien) est caractérisé, dans les Carpathes occidentales, par un seul cycle sédimentaire qui n'a été interrompu que localement par des phases de régression sur les crêtes géantoclinales. Le caractère des dépôts varie fortement d'une zone de sédimentation à une autre, et nous avons là un magnifique exemple illustrant les relations entre les mouvements du sol, la sédimentation et la vie organique. L'intensité de la sédimentation variait beaucoup de zone à zone et de formation à formation.

Le début du Trias est marqué par une transgression qui est générale dans les Carpathes occidentales. Au Trias inférieur, la sédimentation a été surtout détritique. Ce n'est que localement qu'elle a été remplacée par une sédimentation chimique d'évaporation (gypse, anhydrite). La sédimentation a été particulièrement active dans les zones moyennes des Carpathes occidentales (nappe du Choč), où le Werfénien à mélaphtes est parfois très puissant (1,000 m). Dans les zones méridionales régnait, à ce temps, un régime marin caractérisé avant tout par la présence de Céphalopodes. Au Trias moyen, la sédimentation détritique fit place à une sédimentation surtout carbonatée (calcaires, dolomies).

Dans les zones méridionales, le caractère phytogène se manifeste surtout au Ladinien; les vrais calcaires construits n'ont cependant pas été trouvés. Le facies en question s'observe principalement à partir du front de la nappe du Choč vers le Sud. La puissance des dépôts augmente dans la même direction (300–500 m), variant toutefois dans d'assez larges limites. Au Trias supérieur la différenciation en zones devient encore plus accusée dans les Carpathes occidentales. Dans les zones externes situées au N du front de la nappe du Choč, le Trias supérieur est représenté en grande partie par les formations dites du Keuper carpathique ou manque complètement. Dans la région des massifs centraux dits tatrïdes se forme, pour la première fois, un géanticlinal assez vaste où le Trias supérieur fait très souvent défaut. A partir du front de la nappe du Choč vers le Sud la sédimentation continentale est remplacée par une sédimentation dolomitique ou calcaire essentiellement marine. La puissance du Trias supérieur (sans Rhétien) augmente dans la même direction variant entre 200 et 400 m; les restes d'organismes ne s'y observent généralement pas. Dans les formations du Keuper on trouve ci et là des restes de plantes continentales, dans le facies calcaire méridional—quelques Algues marines (*Dasycladacées*).

Les formations rhétiennes témoignent d'un nouveau retour de la mer dans une grande partie de la Slovaquie centrale jusqu'alors émergée. De faibles mouvements orogéniques se font sentir à ce temps dans la région des massifs centraux tatrïdes—le Trias moyen y est souvent recouvert directement par le Jurassique, le Rhétien est absent ou, plus rarement, continental.

C'est au Rhétien que la zone des massifs centraux tatrïdes acquiert, pour la première fois, semble-t-il, le caractère d'un géanticlinal bien exprimé; les formations marines ne s'observent que dans la partie nord de la zone hauttatrique, dans les Klippes piénines et surtout dans les nappes subtatriques.

La sédimentation au Rhétien a été assez énergique, finement détritique ou calcaire (épaisseur jusqu'à 70 m); de petits récifs coralliens se formaient localement. Le caractère marin des formations rhétiennes s'accroît de plus en plus à mesure qu'on va vers le Sud. Un second géanticlinal caractérisé par l'absence locale du Rhétien et un Lias transgressif débutant par des brèches paraît avoir existé dans la zone toute méridionale des Carpathes occidentales. Une discordance, très faible, est due aux mouvements cimmériens anciens.

Dès le début du Jurassique de vastes affaissements se produisent dans l'ensemble des Carpathes occidentales, et la mer envahit peu à peu toute la zone géosynclinale. La transgression bat son plein au Jurassique supérieur—la mer s'avance jusqu'au bord des Carpathes envahissant en même temps les massifs hercyniens limitrophes. De façon générale, la sédimentation n'a pas été intense au Jurassique, l'épaisseur des dépôts n'atteint souvent que cca 50–80 m. Il arrive—et c'est p.ex. le cas de la zone subpiénine des Klippes—que la série jurassique soit encore moins puissante. La faible épaisseur des assises jurassiques est due surtout au fait qu'elles appartiennent fréquemment au facies abyssal; on les connaît dans la zone piénine et la zone subtatrique inférieure (nappe de la Krížna), où les jaspes-radiolarites du Dogger supérieur marquent l'emplacement de géosynclinaux de second ordre. L'épaisseur des différents termes du Jurassique est d'ailleurs sujette à de fortes variations; lorsque le facies d'un dépôt est grossièrement détritique ou organogène construit, l'épaisseur de ce dernier est notablement plus grande.

Dans les Carpathes centrales, on observe un amincissement graduel des couches liasiques du Nord vers le Sud à partir de la zone géanticlinal hauttatrique vers l'axe du géosynclinal subtatrique. Le facies détritique du Lias hauttatrique atteint jusqu'à 300 m d'épaisseur. Le facies encore cherzogène des calcaires et des marnes tachetés de la nappe de la Krížna montre des épaisseurs plus faibles (jusqu'à 100 m). Les formations à facies des calcaires d'Adneth n'ont que quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Une même épaisseur possède le facies à Crinoïdes du type Hierlatz qu'on trouve dans la nappe du Choč et qui caractérise une mer moins profonde. Dans le géosynclinal secondaire piénin (au N du géosynclinal tatrïde), le facies tacheté du Lias a une épaisseur variant de 50 à 80 m; parfois, lorsque ce facies est remplacé par des formations du type d'Adneth, l'épaisseur est bien plus petite—20 m à peine. Le Dogger et le Malm ont une répartition beaucoup plus large que le Lias et sont assez puissants près du liséré nord des Carpathes où le calcaire de Štramberk, qui ne représente que le Tithonique,

atteint quelques centaines de mètres d'épaisseur. Dans la zone des Klippes internes et dans les Carpathes occidentales centrales le Dogger et le Malm sont généralement peu puissants, leurs facies étant ceux de mer peu profonde. Dans le géosynclinal piénin secondaire, la seule formation qui montre une épaisseur plus ou moins grande est le Dogger à facies des couches à Posidonies. Sur les géanticlinaux, p.ex. dans la zone subpiénine, la sédimentation est, à ce temps, peu intense (facies à Crinoïdes et brèches organogènes).

Au Jurassique, les mouvements orogéniques ne se font pas sentir ou sont très faibles; souvent ce ne sont que des soulèvements ou des affaissements lents de crêtes géanticlinales ou de fonds de géosynclinaux secondaires. C'est à ce temps que la division du géosynclinal carpathique en géosynclinaux et géanticlinaux secondaires est poussée à l'extrême. L'aspect de la vie dans les différentes zones est déterminé par le caractère de la sédimentation et, partant, par les mouvements du sol. Dans la zone tout externe on trouve, au Tithonique, une riche association d'organismes constructeurs de récifs ou d'organismes liés aux récifs coralliens. Dans la zone externe, l'édification des récifs coralliens va de pair avec un affaissement lent de la zone bordière, car la profondeur à laquelle se formaient les calcaires de Štramberg ne pouvait être que d'environ 40 m. Dans la zone géanticlinale subpiénine, également peu profonde, l'association des organismes du facies coralligène n'a pas pu se développer, et on trouve ici des organismes liés au facies à Crinoïdes (Crinoïdes, Brachiopodes, Lamellibranches). Il est probable que cette zone se trouvait sous une forte influence des mers ouvertes, les Ammonites et les Calpionelles étant présentes en assez grande quantité sans que le facies corresponde à une mer plus profonde. Le géanticlinal tatrïde que la mer a envahi en partie au Lias, en partie au Dogger est caractérisé par des facies côtiers à Brachiopodes surtout au Lias et au Dogger inférieur; au Dogger supérieur et au Malm, ni les facies lithologiques ni les associations de faunes ne permettent de se faire une idée exacte de son allure; on peut signaler seulement l'absence ou la rareté des jaspes-radiolarites au Dogger et la rareté des facies à Calpionelles au Tithonique. Dans les zones géosynclinales secondaires les Céphalopodes représentent, au Jurassique, l'élément prédominant de la faune. Dans les formations prétendues abyssales (jaspes-radiolarites) on trouve, à côté des Céphalopodes (Bélemnites, Aptychus), des masses de Radiolaires, souvent très bien conservés. Au Tithonique, les Tintinnoidiens (Calpionelles) viennent s'y ajouter en quantité énorme. Cette allure de la faune caractérise les trois grands géosynclinaux secondaires des Carpathes occidentales: le géosynclinal de Cetechovice, le géosynclinal piénin et le géosynclinal subtrique.

Au Crétacé, les Carpathes occidentales traversent un temps de bouleversement tectonique et de sédimentation à caractère changeant. Dans les zones externes des Carpathes, surtout dans les Beskides moravo-silésiennes, le déclenchement des mouvements orogéniques détermine l'installation du facies flysch qui fait suite au facies calcaire du Jurassique. Des séries sédimentaires du type Flysch comprenant les termes depuis le Berriasien jusqu'à l'Albien supérieur se forment, à cette époque, dans les zones externes et atteignent une très grande épaisseur (probablement 1,000 m ou même plus). Cette phase de sédimentation est séparée par une lacune d'une seconde phase de dépôt correspondant au Sénonien supérieur et conservant toujours le caractère flyschéux. L'importance de cette seconde phase est bien plus petite (puissance des dépôts—quelques centaines de mètres au maximum).

La présence du Crétacé flyschéux caractérise aussi la partie E des Carpathes occidentales en Pologne et en Slovaquie orientale. Dans la partie sud de la zone du Flysch de la Moravie et de la Slovaquie occidentale le Crétacé affecte par places des facies mixtes qui rappellent d'une part les facies spéciaux de la zone des Klippes internes et d'autre part—les facies flyschéux des zones plus externes. Le Crétacé n'apparaît ici que très peu au jour, et il est difficile d'évaluer son épaisseur. On peut dire seulement qu'elle est bien inférieure à celle qu'on observe dans les zones tout externes. Dans la zone des Klippes internes le Crétacé présente également des facies mixtes. Dans la zone subpiénine le Néocomien fait défaut, dans la série piénine il est bathyal en bas, flyschéux en haut. Son épaisseur totale est de 150 m au maximum. Le Crétacé moyen, transgressif, est entièrement flyschéux. Dans la partie inférieure (Albien) ce sont les marnes qui prédominent, dans la partie supérieure (Cénomanien)—les grès. La puissance totale du Crétacé moyen peut être estimée tout au plus à 200 m. Le Sénonien

moyen, transgressif, se présente sous un facies flyscheux, riche en conglomérats, qui est suivi, au Sénonien supérieur, par le facies "couches rouges." L'épaisseur du Sénonien atteint 200 m au maximum.

Dans la zone hauttatrique, le Néocomien inférieur a parfois un facies plus ou moins bathyal. Vers le sommet il affecte le facies urgonien. L'épaisseur totale du Néocomien de cette zone est de 200–300 m. L'Albien, transgressif, a un facies marneux qui passe au facies Flysch. Son épaisseur n'est pas très grande, tout au plus 100–150 m. Dans le domaine du géosynclinal subatrique le Néocomien est généralement bathyal, vers le sommet il passe parfois au facies urgonien qui est suivi par des formations supposées albiennes à caractère flyscheux. La puissance de la série Néocomien-Albien est de 300 m au maximum. Le Crétacé supérieur des Carpathes occidentales n'apparaît que très rarement dans la Slovaquie occidentale; il est transgressif sur les formations plus anciennes et ne correspond, à mon avis, qu'au Sénonien. Le facies Flysch prédomine; au Sénonien supérieur il est remplacé en partie par le facies "couches rouges" ou le facies récifal calcaire.

Les mouvements orogéniques crétacés ont été si complexes qu'il n'est guère possible d'en donner un schéma valable pour toutes les zones. Dans les zones tout externes, les mouvements orogéniques se sont déclenchés dès le début du Néocomien—le facies Flysch qui s'installe depuis le Berriasien en est la preuve; toutefois l'exondation accompagnée de vraies dislocations ne se produit qu'entre l'Albien et la partie supérieure du Sénonien. On ne signale pas, dans cette région, de plissement entre le Sénonien et le Paléogène (phase laramienne). Des mouvements se sont probablement produits entre le Néocomien et le Sénonien dans la partie interne de la zone du Flysch. Dans la zone des Klippes, la série subpiénine a été affectée par des mouvements orogéniques dès le Tithonique supérieur, et ce terme manque souvent; quant au Néocomien, il fait toujours défaut.

Dans la zone subpiénine, comme dans la zone piénine, des mouvements orogéniques de grande amplitude ne se sont probablement déclenchés que dès l'Aptien. Dans son ensemble, cette phase orogénique s'est déroulée, semble-t-il, entre l'Aptien inférieur et l'Albien moyen; dans la zone des Klippes internes, elle a été forte et accompagnée de charriage. Sa manifestation a été tout aussi intense dans la partie externe de la zone des Tatrides. Cette première phase de mouvements orogéniques a été suivie, dans la zone des Klippes, par une seconde—entre le Cénomanién et le Sénonien moyen, puis par une troisième—entre le Sénonien et le Paléogène. A mon avis, c'est la première phase qui doit être envisagée comme principale.

Dans la zone subatrique et la partie sud de la zone des Tatrides, les mouvements orogéniques se sont déclenchés à l'Albien ou au Cénomanién et ont duré jusqu'au début du Lutétien. C'est à ce temps que se sont formées les grandes nappes de recouvrement de la Slovaquie centrale et occidentale; les nappes subatriques tiennent, parmi elles, la première place. Le Crétacé supérieur manquant complètement dans ces parages, il est impossible de repérer plus exactement ces mouvements dans le temps.

La vie organique au Crétacé répond au caractère de la sédimentation et des mouvements du sol. Les facies flyscheux des zones externes sont souvent riches en Céphalopodes, parfois aussi en Radio-laires, c'est-à-dire en formes pélagiques. Cette circonstance, ainsi que l'absence d'organismes benthoniques permet de supposer qu'à certaines périodes du Néocomien les conditions de sédimentation étaient analogues à celles de la Mer Noire actuelle. Dans d'autres niveaux on trouve en même temps des associations d'organismes benthoniques de la zone néritique et même des flores terrestres provenant de quelque continent voisin. Grâce à l'existence d'une côte près du bord nord des Carpathes occidentales les formes marines néocomiennes conservent le caractère méditerranéen même dans les zones tout externes. Au Crétacé supérieur on voit les Orbitoides se distribuer le long de la même côte.

Les zones des Carpathes centrales et des Klippes, où la sédimentation, au Néocomien, a été bathyale, sont caractérisées par la prédominance des Céphalopodes; dans les formations du type urgonien, ces derniers cèdent leur place aux associations habituelles des récifs construits par les Coraux et les Rudistes qui s'installent sur les crêtes élevées. Pendant l'Albien les Céphalopodes sont encore assez fréquents, au Cénomanién ils sont remplacés par des faunes néritiques des fonds sableux

(Lamellibranches, Orbitolines). Au Sénonien moyen, les associations des organismes habitant les récifs construits par les Coraux et les Hippurites se rencontrent dans le facies calcaire du type Gosau qui accompagne localement les conglomérats. Au Sénonien supérieur, le facies marneux est caractérisé par l'abondance de Foraminifères pélagiques. L'association d'organismes du type Gosau pénètre dans les Carpathes occidentales du SW, des Alpes, pour s'avancer le long d'une côte apparue à ce temps du fait de l'empilement des nappes subatériques. Au Sénonien supérieur, les Orbitolites et les Sidérolites pénètrent dans la zone des Klippes internes le long de la même côte.

La majeure partie du Paléogène est représentée dans les Carpathes occidentales par des formations flyschéennes. Leur volume stratigraphique n'est pas toujours le même dans les différentes zones. J'admets que dans la zone du Flysch toute entière le Paléogène se développe sans interruption depuis le Crétacé et représente l'Eocène et la partie inférieure de l'Oligocène. Dans les Carpathes occidentales centrales, le Paléogène débute par le Lutétien supérieur et va jusqu'à l'Oligocène inférieur. A sa base il est généralement accompagné par une formation conglomératique et calcaire. L'épaisseur du Paléogène est assez grande; dans la zone du Flysch elle semble atteindre 1,000-1,200 m. Dans les Carpathes centrales, le facies conglomératique tout seul peut avoir une puissance de cca 200 m, le Flysch—d'environ 1,000 m.

Les recherches récentes ont montré que les formations oligocènes ont une assez grande extension près du bord sud des Carpathes occidentales. A la base on observe un facies d'eau douce, dans la partie supérieure—des facies marins d'aspect miocène (Schlier, sables et grès). Ces formations sont transgressives; on les trouve dans les zones où l'Eocène n'est pas représenté. L'épaisseur de l'Oligocène peut être estimée à 200-300 m au maximum. Comme il a déjà été dit plus haut, les mouvements orogéniques se déclenchèrent au début du Paléogène. Une deuxième phase intense s'est manifestée à l'Oligocène; jusqu'à présent elle était considérée comme postoligocène et antémiocène, mais puisque les nouvelles recherches ont montré que l'Oligocène, à l'exception, peut-être des assises de la base, n'est pas représenté dans la majeure partie du Flysch des Carpathes occidentales, on doit admettre que les mouvements orogéniques ont pu se déclarer dès l'Oligocène moyen. Dans la Slovaquie du Sud l'Oligocène est peu disloqué. Entre le Chattien et l'Aquitainien-Burdigalien il y a eu une petite lacune, mais pas de plissement. Par contre, près du bord externe des Carpathes et parfois aussi dans le domaine des Carpathes centrales, les mouvements orogéniques tertiaires ont duré jusqu'au Miocène; en effet, on observe ici très souvent une discordance prononcée à la base du Burdigalien et à la base du Tortonien; les formations qui se placent à la limite du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur ont été affectées par des dislocations assez importantes.

Au temps de la formation du Flysch paléogène, les caractères généraux de la vie étaient ceux qu'on observe habituellement dans le facies Flysch. Cependant, en de très nombreux points, on trouve des accumulations de petites Nummulites. Le facies calcaire à Nummulites ne se rencontre que très rarement. Dans le domaine des Carpathes centrales, les calcaires à Foraminifères et à Coralliaires s'observent, par contre, assez fréquemment dans les formations basales qui se sont déposées près des côtes, souvent abruptes, formées par l'empilement des nappes subatériques et travaillées déjà par la destruction.

Les conditions de vie et de sédimentation qui régnaient au Néocomien sont réalisées de nouveau à la fin de l'Oligocène dans les zones externes du Flysch; elles sont analogues aux conditions qui existent actuellement dans la Mer Noire. Des restes de Poissons et de Diatomées s'accumulent dans ces assises, tandis que les autres organismes font complètement défaut. La présence de Nummulites dans les zones externes des Carpathes prouve que toute cette région appartient à la province méditerranéenne. Des influences méditerranéennes très prononcées se sont manifestées surtout au Lutétien; les Nummulites de grande taille, les Coraux et les Mollusques du type méditerranéen sont très abondants dans le facies non flyschéen des Carpathes occidentales centrales, et surtout dans leur partie sud.

Les formations oligocènes de la Slovaquie méridionale contiennent, à leur base, des restes de plantes terrestres. Les formations oligocènes moyennes du type Schlier sont très riches en Foraminifères, tandis que l'Oligocène supérieur abonde en Mollusques.

ANDRUSOV: LES CARPATHES OCCIDENTALES

Je ne passerai pas en revue les formations miocènes, car cela me ferait sortir du cadre de l'aperçu de l'évolution des Carpathes occidentales que je me suis proposé de donner ici.

La littérature concernant les questions examinées dans la présente note est très vaste. Le lecteur trouvera des indications et des listes bibliographiques complètes dans les ouvrages que voici:

ANDRUSOV, D. Etude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. Parties I et II. *Rozpravy St. geol. ústavu CSR*, vol. vi, Prague 1931. Partie III. *ibid.*, vol. ix, Prague 1938. Parties IV et V. *Práce St. geol. ústavu*, fasc. xiii, Bratislava 1945.

ANDRUSOV, D. Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. (La géologie et les gisements de matières minérales de la Slovaquie.) *Slovenská vlastiveda*, vol. i, Bratislava 1943.

Guide des excursions dans les Carpathes occidentales rédigé par AL. MATĚJKA et D. ANDRUSOV. *Knihovna St. geol. ústavu CSR*, vol. xiii, Prague 1931.

DISCUSSION

G. F. ELLIOT asked if the tectonic history of the Western Carpathians has resulted in the migration of faunas rather than evolution *in situ*.

D. ANDRUSOV répondit: Les influences des mouvements du sol sur le caractère des changements de la flore et de la faune sont multiples. Tantôt il ne s'agit que de changements déterminés par la succession des facies, dans d'autres cas les mouvements ont permis l'arrivée de nouvelles formes grâce aux communications qui ce sont établies. Parfois sous l'influence des mouvements, des courants marins apportant des formes de pays chauds ou de pays froids ont pu prendre naissance.

PALAEOZOIC EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

By L. V. ČEPEK

Czechoslovakia

ABSTRACT

Upper Palaeozoic rift-like depressions (graben) containing coal seams occur in Czechoslovakia chiefly in Western Bohemia and Western Moravia. It has been proved that the subsidences of these depressions began before the sedimentation of the Coal Measures and repeated themselves also during their sedimentation. Thus we find in these rifts striking N.—S. or N.N.E.—S.S.W. the thickest coal seams.

The thickness of the seams in these Carboniferous rifts depends on how big and how frequent the subsidences were at the time of the formation of the seams. Big subsidences led to the filling of the peat-bogs with washed-in sand and mud. A thick seam developed where the bottom of the rift subsided gradually and the depression with the peat-bog deepened uniformly. This is the case for instance at Brasy northeast of Plzen, where the seam reached a thickness of up to 14 metres.

The central fault-blocks of the Carboniferous rifts were simultaneously affected also by transverse faults, and thus transverse depressions and elevations of the peat-bog were formed. Mud was washed into the depressions, which upset the vegetative power of the peat. This manifests itself in variations in the quality of the coal seam, i.e. an increase in its ash-content. This is the case for instance in the basin of Rosice and Oslavany, west of Brno. Thus the Upper Palaeozoic movements had an influence on the development of the vegetation of that time, and to-day the distribution, thickness and quality of the Permo-Carboniferous coal seams are dependent on these.

PALAEOZOIC rift-like depressions occur in the Bohemian Mass in Bohemia and Moravia, containing Westphalian and Stephanian coal seams. They are tectonic depressions of pre-Westphalian origin, mainly of the direction NNE-SSW, where peat grew in the Permo-Carboniferous period. For this reason we call them "coal rifts."

The filling of these rifts depends on their form: deep rifts with steep slopes were filled with coarse gravelly and sandy material and rock waste. Only after the rift had been partly filled could organic life of plants and animals develop in it. In relatively shallow depressions peat-bogs were formed in the places where the plants tending to produce them were not destroyed by inorganic sedimentation.

At the time when the peat-bogs were formed, downward movement of the rift-blocks repeatedly occurred. This was very important for the development, thickness and quality of the seams to which the peat-bogs gave rise. When the middle block of the rift sank regularly and gradually, the peat grew continuously and very regularly, so that a seam of great thickness was formed. An example of this is the main seam of Brasy in the coal basin of Radnice in Western Bohemia, NE of Plzen. Stratigraphically this Upper Radnice Seam belongs to the Westphalian and elsewhere is usually developed to an average thickness of about four metres. Here, however, it has a thickness of up to 14 metres and is of excellent quality. (Fig. 1).

When the subsidence of the middle blocks of the coal rifts took place irregularly, intermittently and suddenly, it caused a deepening of the rift, and thus also a change in its form. In consequence of the sudden deepening of the rift there resulted a new sedimentation of coarse sediments, which covered the peat-bog and stopped its growth. A new peat-bog began to develop only after a partial filling-in of the rift. Thus each phase of more rapid sinking of the bottom of the rift resulted in an interruption of its organic life, in the origin of a thicker or thinner intercalation and in the division of the coal seam into several seams. (Fig. 2).

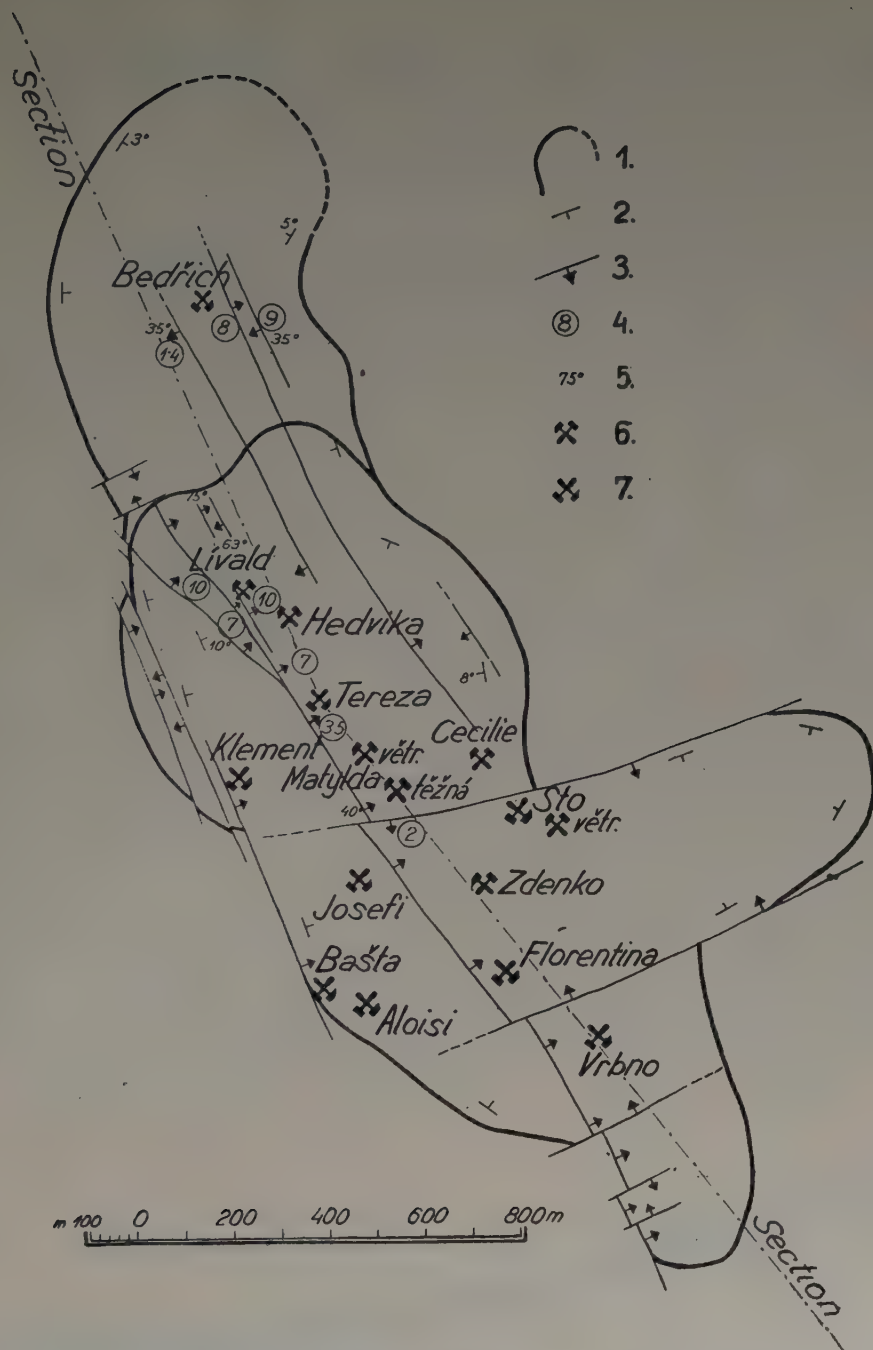


FIG. 1.—Coal rift of Brasy.

1. Coal seam. 2. Strike and dip of the seam. 3. Faults. 4. Displacement in metres. 5. Dip of the faults.
6. Working mines. 7. Mines worked out.

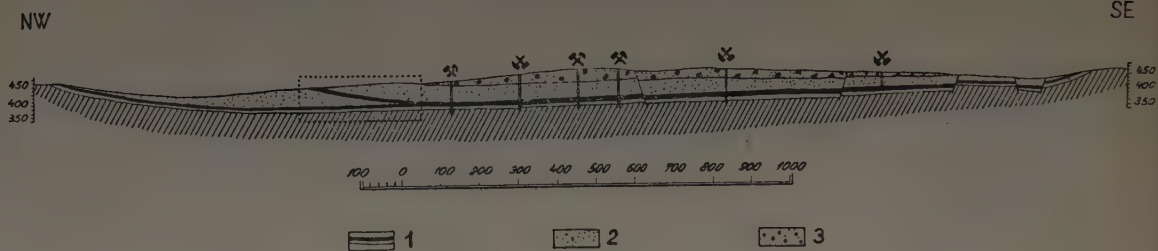


FIG. 2.—Longitudinal section of the coal rift of Brasy.

1. Coal seam. 2. Zone I of Permo-Carboniferous. 3. Zone II of Permo-Carboniferous.

But these features are not always simple, and we know of complications in the area of sedimentation, especially in consequence of the middle block of the rift becoming tilted during its subsidence, *i.e.* one end sank more and the other less or not at all, and thus only one part of the peat-bog was covered with sediments, while the other part continued to grow. An instance of this phenomenon is again the main seam at Brasy. Here there occurred, in the middle of the sedimentation of the main seam, a partial subsidence of the northern end of the rift block, causing a sudden deepening of this part of the depression and its filling-in with coarse waste and sand. When the material had levelled up this depression, the peat-bog spread again over the whole rift. This event manifests itself to-day as a division of the main seam into two parts separated from one another by a sandstone, whose thickness diminishes towards the centre of the basin until it disappears completely. (Fig. 3).

The movements of the bottom of the sedimentation area have still another influence on the development of organic life in it. This applies especially to the asymmetrical rift-depressions, where the subsidence along one marginal fault was small and along the other great. Morphologically this results in one side of the rift having a gentle slope and the other a steep one. In consequence the peat-bog is restricted in its development by the greater accumulation on the side of the steeper slope, and therefore it is situated along the other side of the rift. In practice this manifests itself in a deterioration of the quality of the seam in the direction towards the interior of the basin, *i.e.* in an increase of the percentage of ash. A good example of this is in the coal basin of Rosice-Oslavany, west of Brno, in Moravia.

This coal rift, called "Boskovice Furrow" (*boskovická brazda*), is delimited in the west against the crystalline rocks by a fault of lesser throw than that of the eastern marginal fault against the Brno igneous rocks. The coal seams of the Stephanian are here developed along the western border, where they outcrop and dip on an average under 45° towards the interior of the basin. According to the analyses made at the coking plant the ash content of the coal of the main seam increases from 13 per

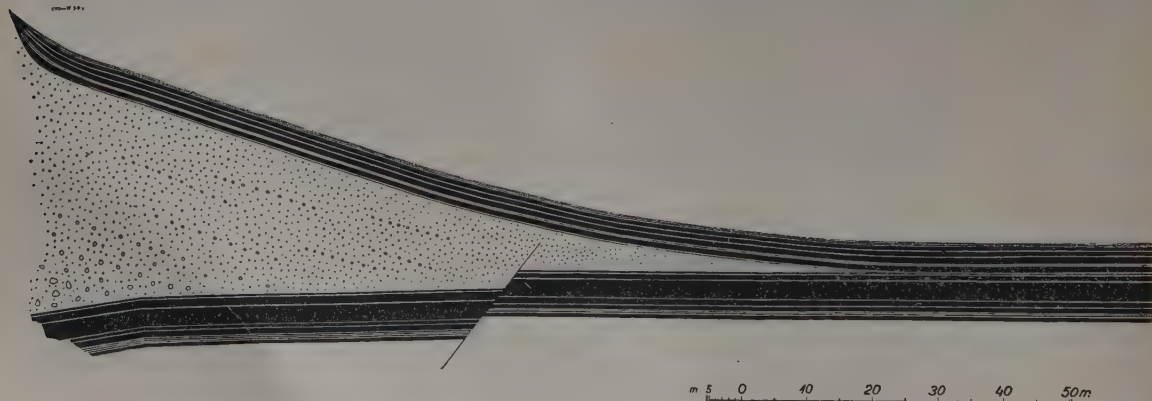


FIG. 3.—Division of the coal seam at Brasy. Detail of Fig. 2.

cent at its western border to 20 per cent where it has been carried to a depth of 500 m. From this it may be inferred that towards the ENE the quality of the seam will consistently deteriorate, until the seam becomes completely barren.

When we follow the variation of the ash content along the strike and dip of the seam, a further correlation manifests itself between the quality of the seam and the transverse tectonics. As always in a case of tectonics involving subsidence we find here two systems of faults: one NNE—SSW, and the other (transverse) WNW—ESE. Geological surveying and mining have shown that the last move-

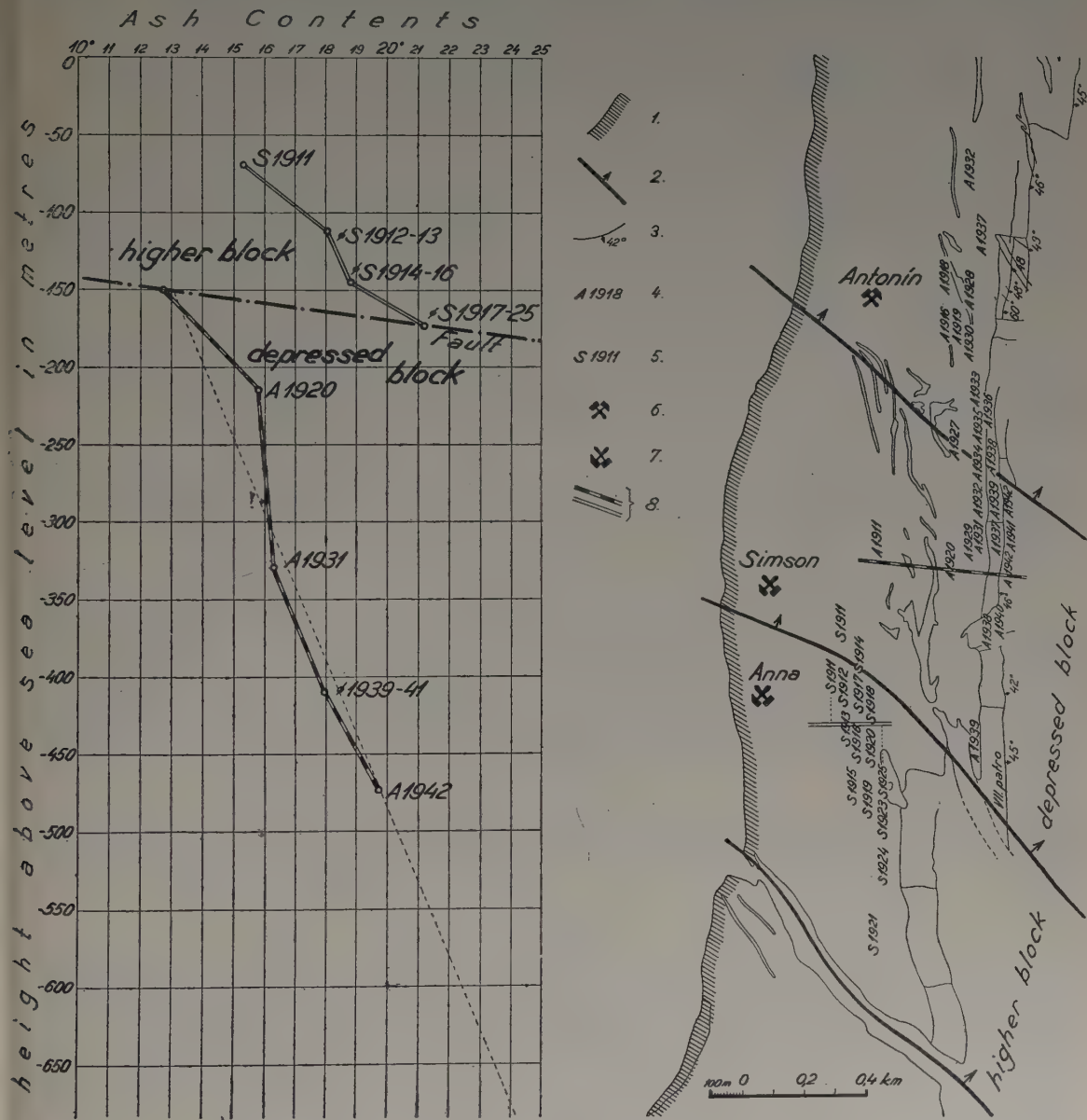


FIG. 4.—Dependence of the quality of the coal seam on the tectonics.

1. Coal seam worked out. 2. Faults. 3. Strike galleries, with the dip of the seam. 4. Places of mining in the Antonin mine in 1918. 5. Mining in 1911 in the Simson mine. 6. Working mine. 7. Mines worked out. 8. Cross-sections of analyses. [The plan is orientated N (above)—S (below)].

ments took place along lines in the direction WNW—ESE, so that this system has to be considered younger in the tectonic plan than the system of the coal rifts.

In Fig. 4 the increase of the ash content in the direction of the dip of the seam, *i.e.* in the direction towards the eastern border of the rift, is represented graphically. When we consider the first and second branches of the curve, we see that they show an almost linear course. In Fig. 4 the sites are marked where the coal, analysed at the coking plant, had been mined. The sign S 1911 for instance implies that in this place coal was mined in 1911 in the Simson mine, which the laboratory of the coking plant analysed systematically day by day. Sign A 1920 indicates the place, where in 1920 coal was mined in the Anthony (Antonin) mine for the coking plant. The laboratory of the coking plant kept detailed records of the daily analyses, from which the monthly and annual means were computed so as to show the variations in quality of the raw coal.

I have selected from these analyses the ash content and represented it graphically in Fig. 4, where I have arranged the figures in two cross-sections parallel to the dip of the seam. One cross-section runs from S 1911 via the average values S 1912–1913, S 1914–1916 to S 1917–1925. It shows distinctly that the ash content of the seam increases along the dip from 15 per cent to 21 per cent of ash. The second cross-section runs further north, from A 1911 via A 1920, A 1931, average A 1939–1941 to A 1942. Here again the ash content increases almost lineally with the dip of the seam from 13 per cent to 20 per cent of ash.

Thus the two curves have the same character, and this confirms our anticipation of the deterioration of the coal towards the east, *i.e.* towards the interior of the basin. But still another phenomenon manifests itself here. Fig. 4 shows that the place where the first cross-section ends at S 1917–1925 lies approximately at the same depth as the beginning of the second cross-section at A 1911—and yet the ash content is here only 13 per cent against 21 per cent at S 1917–1925. Thus we see in the curve of the ash content a distinct jump between S 1917–25 and A 1911. From the mining maps we can see that between the two points, *i.e.* the ends of the two cross-sections, runs a transverse fault as shown in the sketch Fig. 4.

The transverse fault hades to the NNE, so that along it the block with cross-section A subsided. Thus cross-section S belongs to a higher block and cross-section A to a lower one. Since this tectonic relationship between the two blocks manifests itself in the primary quality of the seam, we have to conclude that this subsidence took place when the peat-bog was still growing. By the transverse faults the peat-bog was divided into higher and lower blocks. The higher blocks formed marginal elevations and collected more of the fine mud which gravitated from the slopes of the rifts. Therefore the higher blocks have more ash than the lower blocks, which were more protected against inorganic accumulation.

In this case therefore, the organic life contributes not only to the determination of the stratigraphic position of the strata, but also to that of the dates of the tectonic movements which affected them.

DISCUSSION

A. A. THIADENS asked for a further explanation of the fact that the higher SW coal contains a greater percentage of ash than the lower NE side coal. One would have expected that the ash content on both sides of the fault would have been precisely the reverse. He asked also if the coal on each side of the fault had been studied by coal petrographical methods. It would be interesting to know if they differ in “wet” and “less wet” constituents.

S. VAN DER HEIDE said that it would be interesting to know the petrographical composition of the coal on both sides of the fault since there were two constituents which might account for a higher ash content, namely fusain which was formed under relatively dry conditions, and canneloid (pseudocannel) which was formed under relatively wet conditions.

L. V. ČEPEK, in reply to A. A. Thiadens, said that mud and powdered material (partially wind-borne) came from the SW into the rift depression and that the peat bog of the higher block received much more of it than the depressed block. With regard to the coal petrography he said the composition of the seam was uniform. There was, on the average, the same proportion of fusain and clarain on both sides of the fault.

SUR LES CAUSES DE CERTAINES MIGRATIONS DE FAUNES AVANT ET PENDANT L'EOCÈNE (MOLLUSQUES D'ORIGINE MÉSOGÉENNE)

Par A. CHAVAN

France

RÉSUMÉ

L'apparition, pendant les étages Maestrichtien, Danien, Montien, Cuisien et Lutétien, de nombreux genres de Mollusques tropicaux dans les mers d'Europe nord-occidentale ne peut guère être expliquée que par migration de ces genres à partir des régions équatoriales, à la suite d'un réchauffement sensible du climat nordique. A l'analyse, ce réchauffement paraît une conséquence directe de l'ouverture de l'Atlantique et de la dérive subséquente du bloc eurafricain. Une fracturation suivant la crête médiane atlantique expliquerait bien les constatations faites sur les faunes et serait devenue notable vers la base du Tertiaire. Il semble qu'alors le domaine nordique d'Europe ait reçu à la fois des Mollusques atlantiques et des mésogéens, les premiers évoluant séparément de part et d'autre de la fracture, les seconds sans liaison Ouest avec les nordiques qu'en contournant un bloc de l'Atlantide. Les oscillations du cheminement polaire rendraient par ailleurs compte de l'alternance observée dans les voies de migration, d'un étage à l'autre, jusqu'à l'établissement définitif du passage Ouest (Atlantique-Manche) et fermeture de celui de l'Est (Volga-Pologne). L'analyse de faunes américaines paraît appuyer l'ensemble des conclusions.

UNE précédente étude (Chavan, 1947a) a souligné l'importance des migrations de nombreux genres marins de Mollusques, venus de la Mésogée en Europe nord-occidentale aux périodes de liaison du Crétacé et du Tertiaire. Il semble intéressant de rechercher quelles causes ont pu déterminer ces migrations, problème effleuré seulement jusqu'ici.

Résumons d'abord les constatations effectuées:

(1) Peu avant la fin du Crétacé, commencent à paraître dans l'Ouest et le Nord de l'Europe des genres marins de Mollusques caractéristiques des régions chaudes;

(2) La plupart de ces genres, antérieurement connus en Mésogée, peuvent être considérés comme immigrés, les uns par l'Ouest (Atlantique-Manche) aux temps maestrichtien, montien, cuisien et lutétien. D'autres, apparemment moins nombreux, seraient venus par le Nord-Est (via Russie, Pologne, Allemagne et Danemark) aux temps danien et thanétien;

(3) La faune, primitivement très archaïque, se trouve graduellement renouvelée par ces apports. Il s'ensuit que les premiers étages où ils s'effectuent—Maestrichtien, Danien, Montien—sont parfaitement titrés, en quelque sorte, par leur pourcentage décroissant de genres éteints, qui, d'au moins 65% au Campanien, tombe à 35% dans le Montien. Pratiquement, ce pourcentage se révèle indépendant du faciès: exemple particulièrement démonstratif, le Paléocène de Copenhague, pourtant sans espèces communes avec Mons et lithologiquement très différent, qui donne une proportion d'éteints presque identique, vérifiant la référence au même étage.

De telles constatations soulèvent bien des problèmes. Le premier qui se pose est le motif des migrations; un autre, la cause de cette alternance, d'un étage à l'autre, des introductions par l'Ouest et par l'Est. Je discuterai successivement les deux questions.

I. CAUSES POSSIBLES DU PHÉNOMÈNE DE MIGRATION

En milieu marin tempéré, l'apparition, par groupes successifs, de genres subtropicaux postule l'idée d'immigrations, permises par réchauffement graduel des eaux. Cette explication en appelle une autre (cause du réchauffement). Avant d'y venir, voyons si ces apparitions sont possibles sans nécessité de migrations ou sans nécessité de réchauffement.

(a) *Sans nécessité de migrations.*—Quelques auteurs ont paru croire que le faciès seul peut déterminer la présence de genres aussi insolites dans le domaine nordique. Mais comme signalé pour Copenhague, la proportion des formes disparues ou, par différence, des nouvelles, ne dépend pas sensiblement du faciès pour des faunes contemporaines. On invoque aussi la possibilité de présences fortuites avec, à l'appui, l'exemple de plages actuelles où, par suite d'un gros temps, gisent parfois en abondance des Mollusques inhabituels, de fond. Mais les genres apparus dès le Maestrichtien nordique et donnés comme immigrés ne sont pas ordinairement des types bathyaux ou pélagiques; leurs représentants actuels et fossiles restent littoraux, localisés dans les mers chaudes. En outre, ils paraissent sur des étendues dont la considération rend illusoire l'explication du coup de mer local ou des commodités courants chauds en mer froide. De tels courants, comme l'actuel Gulf Stream, ne suffisent d'ailleurs pas à faire venir des faunes tropicales en Belgique.

On allègue aussi parfois que la craie n'était pas une formation climatiquement très différente des suivantes où pullulent ces genres tropicaux, mais que le caractère non littoral du dépôt ou la fossilisation difficile y rendent compte de l'absence desdits genres. L'objection n'est pas plus sérieuse: tout ce que nous savons de la craie nous confirme qu'elle s'est formée en milieu tempéré; sa faune a des équivalents néritiques, comme Vaals et bien d'autres, où le test des Mollusques subsiste: or ceux-ci se révèlent aussi tempérés, plus en tout cas que les formes du calcaire de Mons par exemple, où l'apparition de genres chauds n'est donc explicable que par immigration.

(b) *Sans nécessité de réchauffement.*—On entend dire aussi que tel genre, thermiquement caractéristique, a pu jadis vivre en tout autre milieu. C'est confondre température et profondeur. Des types autrefois néritiques ont, sans doute, trouvé parfois refuge dans les grands fonds (cas, notamment, de Brachiopodes) pour éviter d'ailleurs plutôt la concurrence vitale* ou l'agitation des eaux que le changement de température†. Il est plus difficile de trouver des exemples de genres actuellement inaccommodables à une forte baisse de chaleur (comme *Conus*, *Marginella*) qui aient vécu jadis dans des conditions rigoureuses, ou l'inverse (comme *Astarte*, *Cyprina*). Un genre "chaud" ou "froid" bien caractérisé peut étendre sa distribution géographique, modifier son échelle bathymétrique, s'il est assez disséminable—mais il ne change jamais radicalement son accommodation thermique. Dire que *Cyprina*, qu'*Astarte*, ont vécu jadis dans des mers chaudes, c'est s'exposer à la réponse, toujours fondée jusqu'ici, que les "ancêtres tropicaux" desdits genres dépendent en réalité d'autres phyla.

Ainsi l'apparition, par venues successives, de genres chauds dans les formations, précédemment tempérées, d'Europe nordique, suppose un réchauffement graduel des eaux. Ceci d'autant plus que les derniers introduits sont précisément parmi ceux dont le caractère tropical est le plus net.

Pour expliquer leur venue, deux hypothèses possibles:

(1) Ou l'ouverture de larges communications, précédemment exiguës ou inexistantes, avec les zones équatoriales, ouverture appuyée par l'établissement de courants Sud-Nord;

(2) Ou, s'il est prouvé que de telles communications existaient antérieurement aussi larges sans que des migrations se soient produites, force sera de supposer une nouvelle cause, à discuter.

Quelles étaient donc au Campanien, étage où les migrations semblent encore trop restreintes pour prendre un sens, les limites des domaines antagonistes et surtout, leurs interconnexions?

Le domaine nordique allait au moins de l'Atlantique à la Russie par la France au Nord du Massif Central, la Belgique, la Hollande, le Danemark, l'Allemagne du Nord et la Pologne. Sa faune, surtout conservée en milieu siliceux pour les éléments néritiques et crayeux pour les autres, avait un caractère tempéré; elle était riche en Oursins, Brachiopodes et Bélemnites. Ce domaine s'isolait des régions méridionales par les barrières suivantes, de l'Ouest à l'Est: bloc irlando-gallois, Bretagne, Massif Central, vieux massifs alpins du Briançonnais et de Suisse méridionale, Bohême, massif de Galicie-Ukraine, Caucase, masses exondées entre lesquelles passaient les chenaux de la Manche, du Poitou,

* Concurrence expliquant en milieu néritique, aussi, que divers genres communs du Tertiaire soient retrouvés rares dans plusieurs étages crétacés.

† Les formes à grande répartition verticale, assez peu nombreuses, dépendent souvent de genres anciens, thermiquement peu sensibles.

des Cévennes, morvano-vosgien, tyrolien, autrichien, slovaque, de Crimée et de la Volga. A l'intérieur même du domaine nordique, le bloc émergé des Ardennes isolait encore une région Nord-Est: Allemagne, Danemark, Hollande, d'une région Sud-Ouest: Bassin de Paris, Plaine suisse, largement communicantes au reste par le Nord et le Sud.

Le domaine mésogéen ou méridional s'étendait sensiblement des Antilles* à l'Indonésie par la Méditerranée, l'Asie Mineure et l'Inde: position donc intermédiaire entre les régions boréales et australes, justifiant le nom de Mésogée (alias Thétyss) donné à cette grande mer, d'autant plus que l'Equateur pouvait alors peut-être passer par elle, ou peu au Sud. La faune mésogéenne, généralement conservée en milieu calcaire, fréquemment récifal pour ses éléments néritiques que dominaient les Rudistes, marnocalcaire pour les autres, était riche en Ammonites et gardait un caractère tropical, surtout en Asie. Comme le domaine nordique, celui-ci comportait plusieurs parties, scindé pour l'Eurafric en une annexe Nord-Ouest†: Charentes, Aquitaine, Catalogne, Méditerranée occidentale, et une Nord-Est: Mer Noire agrandie des pays riverains, séparées par le bloc dinaro-gréco-turc (Egéide) de la Méditerranée sudorientale et de son prolongement vers l'Inde par la Syrie, la Palestine et l'Irak.

Ainsi, les deux domaines, séparés par une ligne discontinue de terres émergées, laissant de larges interconnexions, différaient pourtant beaucoup par leurs facies lithologiques et par leurs faunes. Les diffusions de Mollusques marins restaient limitées; R. Abrard (1944) l'a fait ressortir en ce qui concerne l'important détroit du Poitou, ouvert au Cénomanién supérieur. Ce détroit n'a d'abord joué vraiment qu'en faveur de la Mésogée, dont les émigrants pénétraient en Touraine, sans toutefois trop s'y disséminer. A l'Emschérien, pourtant marqué par une transgression suffisante pour altérer l'individualité des deux domaines, le caractère localisé des passages subsiste, avec maintien du sens Sud-Nord prédominant. Les *Sphaerulites* s'introduisent en Touraine, mais des *Micraster* descendent par compensation dans la Drôme par le chenal rhodanien. Il y a en somme équilibre, pour la France, entre ces migrations limitées. Au Campanien, de même, passages localisés, par contre—R. Abrard (*op. cit.*) le souligne—c'est pour la première fois le sens Nord-Sud qui prédomine à l'Ouest: les faunes échiniques froides descendent en Aquitaine, empruntant peut-être encore le chenal du Poitou, bien qu'on ne puisse le prouver par la reconnaissance de Campanien crayeux sur le Santonien détritique de Touraine. L'épaisseur de l'argile à silex y suppose toutefois l'abrasion d'un Crétacé supra-santonien. A l'extrême-est, aussi, la craie campanienne atteint la Palestine et l'Iran Nord. Les calcaires à Rudistes santonien font place en ces régions, nettement méridionales, à des couches crayeuses avec *Callistina*, *Mesosaccella*, formes nordiques curieusement associées à des mésogéennes comme *Indogrammatodon*, *Lucina*, *Ringiculopsis*; voisinage qui s'explique par la situation au carrefour des deux domaines. Cette faune mixte est typifiée par le "banc à *Leda*" de Jérusalem, dont j'ai pu récemment préciser l'âge (Chavan, 1947b) à peine moindre (troisième zone campanienne) que celui des grès de Vaals, en Hollande (deuxième zone). A Vaals existent avec bien d'autres les formes nordiques précitées, mais l'ensemble paraît nettement plus archaïque, malgré un pourcentage à peine supérieur de genres éteints. Les formes anciennes de Vaals comprennent en effet beaucoup d'éléments finissant dans la craie du Texas. A Jérusalem, de tels éléments—non les mêmes—sont moins nombreux; les formes anciennes ne tranchent pas autant sur l'ensemble parce que souches, pour la plupart, de genres plus tard émigrés vers l'Europe. La faune maestrichtienne du Texas (Navarro) renferme ainsi des éléments disparates, beaucoup nordiques d'Europe, venus par le Nord-Est‡, d'autres mésogéens, venus par le Sud-Est. Ceci confirme l'existence d'une barrière climatique entre ce Nord-Est et ce Sud-Est, soit entre les domaines nordique et mésogéen d'Europe, puisque leurs faunes n'arrivaient bien à se mélanger qu'à l'Extrême-Ouest, au Texas, malgré les chenaux moins lointains précédemment définis.

* Sous les réserves formulées plus loin.

† C'est la "province occidentale" de Douvillé, définie pour les Hippurites par opposition à une "province orientale" et une "américaine," communicantes, mais chacune avec ses types particuliers.

‡ L'existence de Crétacé supérieur marin en Nouvelle-Ecosse et au New-Jersey doit être rappelée à ce propos.

Nous voyons donc que le nombre des passages et la succession de transgressions considérables, tant Sud-Nord que Nord-Sud, aux étages anté-maestrichtiens n'ont pu suffire à provoquer en Europe de pénétrations profondes; l'antagonisme des domaines restant intact. Pour expliquer les migrations par des raisons purement géographiques, il faudrait donc admettre à partir du Maestrichtien l'établissement de chenaux plus larges ou plus directs. Qu'observe-t-on en fait?

A la fin du Campanien ne fonctionne plus le détroit du Poitou; le morvano-vosgien paraît s'être fermé vers le même temps, sinon plus tôt. Le bloc de l'Ardenne, étendu vers l'Est, semble s'être associé à la Bohême en une masse qui limite au Nord les mers alpines jusqu'aux abords du bloc transilvain. Il ne subsiste alors sans doute, à l'Est de la Manche, que les détroits déjà très orientaux séparant la Transilvanie du Massif bohémien à l'Ouest, du bloc du Donetz à l'Est. Plus au delà, se maintient le chenal de la Volga. C'est donc une très sensible réduction des passages qui, paradoxalement, précède le Maestrichtien, premier étage où les migrations prennent de la portée. Bien plus, sa fin correspond à une régression si générale et si forte que l'on a pu supposer, pour la comprendre, un retrait des mers jusqu'aux limites du plateau continental. De fait, l'étage Danien qui vient ensuite ne représente qu'une reprise faible du territoire perdu. Le Montien paraît transgresser davantage, mais une carte de ses extensions européennes rendrait bien compte encore de la réduction du domaine marin par rapport aux derniers étages de la Craie. Au Thanétien*, la mer n'occupe plus guère des terres nordiques actuelles que les bassins parisien, belge et londonien, une partie du Danemark et la région de la Volga, tandis qu'au Sud elle se maintient dans l'Aquitaine, le sillon alpin occidental et central, en Dalmatie, en Turquie septentrionale.

La cause des migrations ne peut donc être cherchée dans l'élargissement ou la multiplication des voies de passage; bien au contraire, la plupart de celles-ci se sont fermées. Seulement trois d'entre elles paraissent avoir persisté concurrentes jusqu'à la fin du Paléocène: à l'extrême-est, le passage de la Volga, permettant l'introduction de formes de la Mésogée centrale et orientale jusqu'en Pologne, en Allemagne du Nord et au Danemark; au centre, une liaison SW-NE des mers alpines par l'Allemagne au bras de mer précédent—ces deux premières voies semblent disparaître après le Thanétien†—à l'extrême-ouest enfin, le passage Atlantique-Manche, d'abord instable, interrompu sans doute à deux reprises: après le Maestrichtien, puisque les rares dépôts daniens d'Europe nord-ouest ont plutôt des affinités orientales; après le Montien, car les fossiles thanétiens d'Angleterre et de France répètent ces analogies. Ensuite, ce passage, devenu permanent, bénéficiant aussi de la clôture des autres, a constitué la route de la dernière grande migration. Il n'est donc possible d'envisager l'ouverture de communications Sud-Nord plus importantes que de son côté. Mais des migrations caractérisées s'étant aussi produites de l'autre et plus tôt‡ (genres asiatiques comme *Eocypraea*, *Vicetia*, venus jusqu'au Danemark par le passage de la Volga), il a donc fallu, faute d'agrandissement plausible des routes S-N à l'extrême-est européen, que l'ouverture occidentale ait été précédée en Méditerranée soit d'un élargissement, soit d'une transgression épicontinentale étendue. Si, d'autre part, comme nous l'avons vu, les faunes sénoniennes les plus occidentales (surtout Texas) étaient indépendamment reliées aux régions mésogéennes et nordiques d'Europe et plus directement à ces dernières, cela suppose qu'alors l'Amérique du Nord était suffisamment rapprochée de l'Ouest de l'Europe§ pour autoriser de telles liaisons, davantage ou plus directement que de la Méditerranée.

* Comparer la carte de cet étage en Europe par KAYSER (*Lehrbuch*, IV, p. 236) à celles de l'Emschérien et de l'Aturien dressées par DE LAPPARENT (*Traité*, III, pp. 1437 et 1444).

† Aucun dépôt plus récent n'est certain dans les régions nordiques qu'elles alimentaient.

‡ La présence dans le Campanien du Brunswick d'un représentant probable des *Sassia* (*Tritonium strombecki* Müller), genre ultérieurement apparu dans le Maestrichtien de Hollande, confirme, s'il en était besoin, l'existence d'une ancienne liaison E.-W. des mers germano-russes aux Pays-Bas et à la Manche.

§ Actuellement, les côtes Est-américaine et Ouest-européenne n'échangent plus qu'artificiellement des espèces (vaisseaux, apports intentionnels, etc.).

C'est dire que l'Atlantique s'est fracturé du Sud au Nord, affectant d'abord ainsi par contrecoup latéral la Mésogée, permettant l'afflux des formes orientales vers le Nord (Volga) et l'Ouest (Méditerranée occidentale, puis côte atlantique Est). L'élargissement gagnant, les faunes tropicales d'Amérique et de Mésogée confluentes* ont alors pu s'étendre jusqu'en France; l'éloignement de l'Europe par rapport à l'Amérique provoquant bientôt l'évolution séparée des formes souches sur chaque rive, comme on le constate à partir du Montien.

Or tout cela, schématisé, ne reproduit-il pas les phases de la dérive wégenérienne, précisément devenue importante vers la fin du Mésozoïque pour ces régions?

L'hypothèse de Wegener a récemment été reprise par J. Rothé (1947) qui lui fait une retouche intéressante, en admettant pour bord du bloc eurafricain qui dérive, la crête atlantique médiane, au lieu des côtes actuelles; une ancienne Atlantide, effondrée, prolongeant jadis ce bloc jusqu'à la crête. Ainsi, l'Atlantique-Ouest seul correspondrait à la zone simatique de fracture. En effet, "la zone sismique eurasiatique qui, à travers le domaine de la Mésogée, suit la ligne des plissements alpins" . . . "vient rejoindre aux environs des Açores cette zone sismique médiane (de la crête), mais ne la traverse pas." Ainsi, pour Rothé, "le géosynclinal de la Mésogée ne traverse pas l'Atlantique de part en part et ne rejoint pas le géosynclinal pacifique." Conclusion très importante, qui retire la qualification méso-géenne aux faunes antillaises, dont les éléments orientaux pourraient être immigrants.

La suggestion de cet auteur, basée sur des données physiques, ne peut être discutée ici. Notons cependant qu'elle assure une explication meilleure des migrations que l'ancienne hypothèse de dérive. On comprend en effet pourquoi les faunes campaniennes d'Amérique et de Palestine, sans liaison par l'Europe nordique, eurent des "formes représentatives" si le chenal méditerranéen, au lieu de se terminer à Gibraltar, se prolongeait jusqu'à la crête, à proximité des Antilles; pourquoi, malgré la dérive continue du bloc eurafricain, des échanges Texas-Europe occidentale se sont maintenus jusqu'au Paléocène†; enfin, pourquoi des genres probablement centre-américains d'origine, comme *Plastomiltha*, *Calyptrophorus*, paraissent les frères de types mésogéens, comme *Pterolucina*, *Cyclomolops*, témoignant d'une peu douteuse communauté d'ascendance: celle-ci possible au temps où l'Atlantique-Ouest n'était encore qu'une fissure, assez étroite pour permettre des échanges entre ses bords. Notons encore que les faunes campaniennes de Hollande et de Palestine devaient rejoindre les Antilles par chacune leur chenal: un bras de mer au Sud de l'Angleterre‡ et au Nord de l'Atlantide pour les premières, le prolongement méditerranéen au Sud ou au travers de celle-ci pour les secondes, sans raccord qu'au-delà de la crête. Il est ainsi plus intelligible qu'elles n'aient pu se mélanger beaucoup, par une si lointaine liaison et que les faunes mésogéennes aient mis si longtemps pour passer, par à-coups, le gros de leurs éléments dans la Manche, du Maestrichtien au Lutétien.

Les migrations paraissent donc essentiellement liées à l'ouverture de l'Atlantique, cause du réchauffement des eaux nordiques, par afflux des courants tropicaux d'Amérique et de Mésogée, ces derniers facilités sans doute par la dérive africaine, ayant pu élargir la Méditerranée, ou par une transgression épicontinentale W.-E., y marquant le contrecoup de la fracturation atlantique.

Il reste à voir si cette hypothèse s'accorde avec l'alternance observée dans les voies de migration, phénomène analysé à la suite.

II. CAUSES POSSIBLES DES ALTERNANCES

L'une des plus intéressantes remarques que l'on puisse faire sur les voies des migrations concerne leur alternance. Il semble, au Maestrichtien, que le passage Volga-Pologne ait été largement utilisé, autant au moins que la route atlantique en ébauche. Les genres apparus en Europe Nord-Ouest sont en effet surtout des orientaux (comme *Hippochrenes*, *Bonellitia*), mais d'autres paraissent

* Présence dans le Montien belge d'immigrés mésogéens et américains, venus par le Sud.

† Les genres chauds pouvant longer le Nord de l'Atlantide jusqu'à la crête sans devoir, pour rester littoraux, passer par le raccord, déjà trop boréal, des lèvres de la fracture.

‡ Admis par MORLEY DAVIES, 1934 (p.62) sur la considération des facies.

américains (*Seila*, *Exilia*). Au Danien, la fermeture temporaire probable de la Manche est soulignée par une majorité d'apports mésogéens*; vers la fin de l'étage, la route atlantique se rouvre et le Montien voit fonctionner concurremment les deux passages. Aux genres de la Téthys remontant par la Volga vers le Danemark (comme *Patulaxis*, *Galeodea*) et surtout par la Manche en Belgique† (nombreux Lucinidae, Cerithidae, etc.) s'associent là des types introduits d'Amérique (comme *Calyptrophorus*, *Olivella*). Puis une fermeture thanétienne du passage occidental‡ se traduit par la décroissance des arrivées, moins nettes et portant en tout cas sur des genres déjà cosmopolites (*Velates*, *Amphinerita*) ou mésogéens venus par l'Est (*Araeodactylus*). Au Cuisien, la route occidentale se rouvre grande et remplace l'autre pour l'introduction de nombreux éléments de la Téthys; ceux d'outre-atlantique paraissent désormais trop lointains pour s'y joindre. Par évolution et sélection de tous ces immigrés comme des types indigènes qui prolifèrent, l'Europe Nord-Ouest acquiert bientôt une physionomie marine particulière.

Du Campanien au Lutétien donc, il y a nettement décroissance des arrivées par l'Est, amplification de celles par l'Ouest; mais aussi *périodicité* pour la prépondérance, puis pour l'exclusive, entre les passages. Or, nous avons dû supposer une dérive pour expliquer suffisamment les migrations. Cela revient à admettre un déplacement du Pôle par rapport aux masses continentales actuelles; mais les idées sur ce déplacement viennent d'être reprises et complétées par J. Blanchard (1942), qui suppose une trajectoire polaire *oscillante* de part et d'autre de la direction principale indiquée par Wegener.

Rappelons que cette direction donne un cheminement du Pôle Nord qui, vers la fin du Crétacé, le placerait vers l'Alaska; l'Equateur d'alors aurait été NNE—SSW par rapport à l'actuel et plus proche des régions méditerranéennes. Dans ces conditions, chaque éloignement périodique du Pôle Nord a pu déterminer pour la large masse de l'Europe, alors comprise au Sud dans l'élargissement équatorial, un afflux de matière sous ces régions méridionales, par renflement du bourrelet équatorial qu'en rapproche l'éloignement polaire. Ainsi, le bloc, soulevé, bascule, s'enfonçant au Nord (transgressions) et se cassant au Sud. Inversement, chaque rapprochement périodique a pu redresser la masse européenne, d'où régressions au Nord et plissements au Sud que ne distend plus le bourrelet.§

Que voyons-nous effectivement en Europe?

Au Campanien, au Danien, au Thanétien, marqués généralement au Nord par des faunes moins chaudes que celles des étages qui les encadrent et pouvant donc correspondre à des périodes de rapprochement polaire, se manifestent bien des émergences vers le Pôle d'alors, au N—NW (Poitou, Manche) et divers plissements au S—SE (Alpes orientales, Egéide), avec tendance au déplacement de ces phénomènes du N—NW au N et du S—SE au S, suivant la trajectoire principale du Pôle.

Aux étages Maestrichtien, Montien, Cuisien, qui s'intercalent entre les précédents et sont marqués au Nord par un réchauffement très net des eaux (immixtions en nombre d'éléments tropicaux), traduisant donc un éloignement polaire probable, se manifestent par contraste des transgressions au N—NW avec, semble-t-il, même tendance à leur déplacement vers le N. C'est ainsi que le Bassin de Paris, d'abord ouvert au SW (Poitou) reçoit ensuite des transgressions du NW et du N alternantes; que le chenal Volga-Danemark, d'abord étendu loin vers l'W jusqu'à communiquer sans doute avec la Mer du Nord, recule ensuite vers le SE, tendant finalement à perdre les régions au NW de la Méditerranée orientale. Ce rythme de transgressions et régressions alternées, déjà sensible aux temps précédant les migrations, s'est renforcé par elles de vifs contrastes faunistiques, rendus possibles par des jonctions de grandes provinces, grâce à la fracturation continentale. Mais lorsque la dérive fut devenue suffisante

* Très peu d'américains possibles: *Arcopsis*, *Surcula*, peut-être antérieurement immigrés.

† Selon MORLEY DAVIES, "il n'y a pas de raison de supposer que les relations faunistiques entre le Danien de Perse et le Montien d'Europe occidentale fussent dues à autre chose qu'à la communication périphérique par l'Atlantique oriental et la Téthys occidentale."

‡ Le seul arrêt temporaire à ce courant régulier fut au Paléocène tardif (Landénien), toujours-et justement-d'après DAVIES.

§ C'est l'application au cas qui nous occupe de l'hypothèse générale formulée par BLANCHARD (*op. cit.*, p. 34).

pour arrêter les échanges avec l'Amérique et rapprocher l'Europe du Pôle, freinant donc ou stoppant les introductions mésogéennes, les migrations ont dû se réduire ou cesser et les alternances redevenir surtout lithologiques, les provinces marines reprenant toute leur individualité.

A l'appui de cette hypothèse sur la périodicité des migrations, notons encore les régressions terminant généralement tous ces étages* et les fréquentes alternances de facies lithologiques de l'un à l'autre.

CONCLUSIONS

Ces remarques relatives au Nord-Ouest de l'Europe paraissent devoir être étendues. Elles peuvent, en effet, pour la plupart, s'appliquer de même à l'autre bord de la fracture, au domaine nord-américain. Là encore, une lacune, d'inégale durée suivant les régions, souligne la fin du Crétacé†. Pendant l'intervalle, les faunes se renouvellent profondément: 50% des genres et 410 espèces sur 411 au Texas, selon Stephenson. Le climat, loin de se refroidir, se réchauffe: Midway subtropical (Gardner, 1931), comme le Montien. La faune paléocène comporte à la fois des éléments venus d'Orient (leurs ancêtres dans le Danien de la Mésogée) et des formes affines à celles de régions sudatlantiques, surtout Congo belge; aussi Brésil, Togo. Dans ce dernier pays, le contact avec la Mésogée paraît plus direct, ce qui soulève un autre problème: la possibilité d'une liaison NE—SW épicontinentale à travers l'Afrique, par où des faunes mésogéennes franches aient pu passer. De part et d'autre de l'aboutissement présumé de ce chenal, les types atlantiques paraissent rester prédominants. Par ailleurs, Mrs. Gardner suggère l'idée d'une communication temporaire centre-américaine de l'Atlantique au Pacifique, pour expliquer certaines présences dans la faune du Midway, qui lui paraît toutefois s'être *en majeure part formée sur place* (Gardner, 1941). Ainsi, les éléments de ladite faune épisodiques en Europe, comme, à Mons, *Calyptrophorus*, *Caricella*, y seraient bien des immigrés, d'origine américaine, à distinguer formellement des introduits mésogéens vrais; conclusion déjà tirée sur d'autres faits.

Les présentes suggestions sur les motifs et l'alternance des migrations laissent encore large part à l'hypothèse et n'ont donc pas la prétention d'être définitives. Il a semblé pourtant qu'elles rendaient bien compte des phénomènes observés et c'est pourquoi j'ai cru pouvoir les publier.

RÉFÉRENCES

- ABRARD, R. 1944. Sur la pénétration des formes tempérées dans le Nord du Bassin aquitain pendant le Crétacé supérieur. *C. R. Acad. Sc.*, 218, pp. 844-846.
- BLANCHARD, J. 1942. L'hypothèse du déplacement des Pôles et la chronologie du Quaternaire. Monnoyer, Le Mans.
- CHAVAN, A. 1947. (a) L'évolution des faunes marines de Mollusques dans le NW de l'Europe, de la fin du Crétacé à celle de l'Eocène. *Bull. Soc. géol. France*, 5ème série, 16, no. 4 (1946), pp. 193-212.
- (b) La faune campanienne du Mont des Oliviers. *Journ. Conchyliologie*, 87, pp. 125-197, pls. 2-4.
- DAVIES, A. MORLEY. 1934. Tertiary Faunas, II. London.
- GARDNER, J. 1931. Relation of certain foreign faunas to Midway fauna of Texas. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 15, no. 2, pp. 149-160.
- 1941. Analysis of Midway fauna of Western Gulf Province. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 25, no. 4, pp. 644-649.
- KAYSER, E. 1924. Lehrbuch der Geologie, IV. 6th and 7th edition.
- DE LAPPARENT, A. 1906. Traité de Géologie, III. 5th edition.
- ROTHÉ, J. P. J. 1947. Hypothèse sur la formation de l'Océan Atlantique. *C. R. Acad. Sc.*, 224, pp. 1295-1297.
- STEPHENSON, L. W. 1941. Summary of faunal studies of Navarro group of Texas. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 25, no. 4, pp. 637-643.

* Le Sparnacien est ici considéré comme la fin du cycle thanétien et l'Yprésien comme un épisode inaugural du Cuisien.

† Lacune englobant au moins le Danien, dans le Golfe des Antilles; plus longue dans la Plaine côtière atlantique où la Kemp Clay (Maestrichtien) et le Midway (Montien) font défaut. Voir STEPHENSON, 1941.

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

DISCUSSION

J. BOURCART: Je pense qu'il y a quelque contradiction entre la variété invoquée par Rothé et l'hypothèse de Wegener et les résultats des sondages gravimétriques au large du Cap Lizard par Bullard et Gaskell qui, comme ceux de M. Ewing au large de la côte atlantique des Etats Unis, laissent supposer qu'une très épaisse série mésozoïque et tertiaire forme les plateaux continentaux.

F. E. WELLINGS pointed out that the Upper Cretaceous of Jerusalem and particularly the chalky limestone facies of the Campanian cited by M. Chavan from the Mount of Olives is exceptional. Normally throughout the Levant, from Sinai across Southern Palestine, Transjordan and Syria to beyond Palmyra, the Campanian or Lower Senonian consisted of marls with brecciated flints, sandstones, gypsum and containing phosphates, fish remains, bone beds as well as big oysters and ammonites. This flint formation is often unconformable on the middle Cretaceous limestone with the Santonian generally and the Turonian sometimes absent.

A. CHAVAN est entièrement d'accord avec M. Bourcart sur le fait que l'hypothèse de J. Rothé, comme celle de Wegener, ne s'accorde peut-être pas avec certaines observations océanographiques. Mais elle peut être un sujet de discussion profitable et, faute de pouvoir expliquer le processus des migrations d'une manière plus satisfaisante, on doit bien avoir recours, au moins provisoirement, à des conceptions relevant d'idées wegeneriennes. Il a d'ailleurs expressément indiqué, à la fin de son étude, qu'il ne pouvait que suggérer les explications lui paraissant le mieux répondre au phénomène, indiscutable des migrations.

Il se réfère, pour le Campanien de Palestine, à la faune du "banc à *Leda*" des auteurs, trouvée dans l'enceinte du monastère bénédictin du Mont des Oliviers, faune dont il a récemment fait l'étude. Il s'agit d'une série exceptionnellement bien conservée de Mollusques, recueillie par le R.P. Massé et son frère, entre deux couches de craie. On peut considérer cette faune comme campanienne, car elle contient *Hoplitoplacenticeras vari* (Schluter), ammonite caractéristique de la troisième zone de l'étage. On y trouve aussi quelques genres d'affinités nordiques, comme indiqué dans le travail de M. Chavan. Intéressante par les rapprochements qu'elle permet, cette faune se présente aussi comme un bon repère stratigraphique.

EVOLUTION OF THE CRINOIDEA IN RELATION TO MAJOR PALEOGEOGRAPHIC CHANGES IN EARTH HISTORY

By RAYMOND C. MOORE

U.S.A.

ABSTRACT

Complexity of skeletal structures of the Crinoidea specially suit them for study of evolutionary changes. Their world-wide distribution since Ordovician time also is an aid to paleogeographic studies. Evolution of the Inadunata, Camerata, and Flexibilia, which constitute differentiated stocks from the outset of the fossil record, follows generally similar paths in being expressed chiefly by the pattern of food-gathering apparatus in the arms and by characters of plates of the cup. Disparate inadunates are most abundant in the Ordovician but cladoid inadunates culminate in late Paleozoic time. The peak of camerate and flexible crinoid development is from Silurian to Mississippian time. A majority of the genera are restricted to the North American or Eurasiatic regions but periodically there are distinctive common forms which prove existence of intermigration.

Major paleogeographic changes at close of Paleozoic time are recorded by extinction of virtually all older crinoid stocks and appearance of the Articulata, which have expanded to greatest numbers at the present time. In this group, the free-swimming comatulids are dominant. Among post-Paleozoic fossil crinoids, those of the Jurassic are most abundant.

INTRODUCTION

CRINOIDS are invertebrates which are unusually well suited to studies of evolutionary trends and relations to changing paleogeographic conditions during geologic time. They are exclusively marine organisms, and therefore, application of studies based on them is restricted to interpretation of seaways which overlapped on continent areas. Like modern crinoids, those of the past seem to have been adapted to varied habitats. Some are restricted to moderately deep quiet water, whereas others thrive in very shallow seas not far from the strand line. A few crinoids are reef-dwellers.

A chief character of the crinoids that contributes to their value in paleontological study is structural complexity. Like the skeleton of vertebrates, the hard parts of crinoids are of many sorts, and not only do most of these skeletal elements show varied sorts of evolutionary trends, but an almost limitless range of difference in structural pattern is exhibited by the combinations of features shown. The more one studies characters of crinoid stems and their appendages, form and plate structures of crinoid cups, organization of the tegmen, and diversity of patterns shown by the food-gathering system of the arms, the better can he understand important homologies and appreciate significant divergences. We may summarize advantages offered by crinoids for studies of evolutionary trends, establishment of stratigraphic correlations, and interpretations of paleogeography by noting that the skeletal parts of these organisms are of several categories, that in an individual they may range in number from a score or less to hundred-thousands, and that the group is world-wide, is adapted to many sorts of environments, and is distributed from almost the beginning of the fossil record to the present.

Disadvantageous features for the student of fossil crinoids are incompleteness of most of these fossils, prevailing lack of information concerning ontogenetic development of fossil crinoids, and paucity or lack of identifiable crinoidal remains.

SCOPE OF PRESENT PAPER

The study here presented is not designed to treat crinoid evolution from the standpoint of critical study of morphologic features, analyzing and interpreting structures seen in specimens of related groups from different parts of the geologic column. Attention is necessarily given to some features of this sort, but I propose to restrict this to merest general groundwork. My main effort has been to

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

organize data relating to the stratigraphic and geographic distribution of known genera belonging to each main crinoid group (Bassler and Moodey, 1943; Biese, 1934, 1935-37; Biese and Sieverts-Doreck, 1937, 1939; Clark, 1915-47; Gislén, 1924; Moore and Laudon, 1943; Sieverts-Doreck and Biese, 1939). Within these groups, I seek to define the times and places where significant evolutionary changes make appearance and thus to focus attention on evidence offered by the crinoids concerning establishment or interruption of connecting seaways between continental areas of the Old and New World. These seaways, which offer opportunity for intermigration of marine organisms, were means of disseminating crinoid stocks. Restriction or interruption of intermigration should result in evolutionary divergence of the separated crinoid populations, giving rise to genera that are restricted to one province or another. The paleogeographic changes which are reflected by the paleontological record presumably are controlled mainly by crustal movements. If these movements are periodic, occurring mainly at or near dividing points of the geologic time scale, the distribution of crinoid genera, plotted according to stratigraphic divisions, should accord with the placement in time of the deformations. This sort of analysis is the main purpose of the paper. Correlated with review of the time and place of appearance of crinoid genera will be consideration of the nature of evolutionary trends which are discernible.

EARLY EVOLUTIONARY DIFFERENTIATION OF CRINOIDS

Students of the crinoids are generally agreed concerning delimitation of the class, although doubt still attaches to classificatory assignment of some primitive forms. Chief distinguishing features of the Crinoidea are possession of a stem (although this may be lost in ontogeny and evolutionary development), pentamerously symmetrical organization of cup plates, differentiation of the ventral surface in the form of a tegmen which contains or conceals the mouth, and possession of free arms which primitively are uniserial—not primitively biserial, like the brachioles of cystoids.

The origin of the crinoids is largely speculative, for there are no satisfactory connecting links with fossil pelmatozoans found in rocks older than those containing the most ancient crinoids. That the class Cystoidea, as now circumscribed, contains forms ancestral to the crinoids must be doubted, (1) because of the presence among cystoids of structures that are foreign to crinoids, and (2) because their known stratigraphic range (Middle Ordovician to Middle Devonian) places them in parallel position with early crinoid stocks. Regnéll (1945, pp. 14-42), who has recently revised the classification and relationships of primitive pelmatozoans, expresses what I think is sound judgment in concluding that the root stock of all pelmatozoans is the class Eocrinoidea (Jaekel, 1918, p. 24). Echinoderms assigned to the Eocrinoidea range in age from Early Cambrian to Middle Ordovician. They have generalized structural features which through no over-large changes could give rise to other classes, such as the Carpoidea (Middle Cambrian to Early Devonian), Cystoidea, Paracrinoidea (Middle Ordovician), and Crinoidea (Early Ordovician to Recent). Jaekel (1918) and Regnéll (1945) judge that the blastoids are appropriately treated as a subclass of the Cystoidea.

Without pursuing further the question of crinoid ancestry, it is important to observe that at the point where we first find crinoids, in uppermost Lower Ordovician and lower Middle Ordovician strata, they are already differentiated sharply into major branches which appropriately may be treated as subclasses. These subclasses are respectively named Inadunata, Flexibilia, and Camerata. One of the oldest, if not most ancient, known crinoid, from Lower Ordovician (uppermost Canadian) rocks of Newfoundland, is a camerate crinoid, probably dicyclic, having a very advanced type of arm structure and stem composed of well differentiated nodal and internodal segments (Moore and Laudon, 1943). Lower Middle Ordovician (Chazyan) rocks of North America and Europe contain 4 or 5 genera of camerates and 7 genera of inadunates; in upper Middle Ordovician (Mohawkian) beds, 13 additional genera of camerates, 23 of inadunates, and the oldest genus of flexible crinoids make appearance. Thus, virtually at the beginning of the crinoid record, the three Paleozoic subclasses of these organisms are on the scene. Moreover, from the outset they stand so well apart that no good ground is seen for claiming that one is derived from another. This statement requires partial qualification in that enough similarity exists between some structural features (articulation of ray plates and

presence of radial) of the oldest flexible crinoid (*Protaxocrinus*) to contemporary inadunates (*Cupulocrinus*) to suggest that the former descended from a crinoid like the latter. Also, Springer (1911) notes that the Middle Ordovician *Cleiocrinus*, although classed on dominance of characters among camerates, exhibits several peculiarities of the Flexibilia. Generally speaking, the gulf between camerates and other subclasses is greater than that separating flexibles from inadunates, but the main point is that all were well differentiated in Middle Ordovician time. This indicates divergence of these stocks probably beginning in the Cambrian Period.

GENERAL EVOLUTIONARY TRENDS

Evolutionary tendencies, which are discernible with varying clearness in all crinoid stocks, are first an increasing complexity of structure which diverges in many directions; this is followed by reduction and simplification of parts. Specialized offshoots vanish. The end product of prolonged evolutionary modification is a very simply constructed crown having perfect pentamerous symmetry. Accordingly, some crinoids of seemingly primitive character are actually near the end of a great evolutionary succession.

Trends which seem to be universal affect form of the cup; shape and disposition of plates of the cup, especially at its base and in the posterior inter-radius; and structure of the arms, which is expressed in the pattern of branching, development of pinnules, and tendency of some brachials to fuse.

Primitive crinoid cups have a conical or deep bowl shape, plates of all circlets being visible from the side. During evolution, the base of the cup tends first to become flat and then concave; the ratio of height to width of the cup decreases. Some primitive crinoid cups in which five-fold symmetry is emphasized by ridges on the rays and depression of interray areas, show evolutionary change in the gradual obliteration of these marks so as to produce a smoothly rounded cup.

The lowermost circlet of plates in a crinoid cup (infrabasals or basals) primitively slope upward steeply; they are modified in the direction of becoming horizontal and then flaring downward so as to form part of a basal concavity. These plates also tend to be reduced in size and to be fused together. Thus, signs of evolutionary advancement are reduction, fusion, and eventual disappearance of this circlet. Many crinoids in which the lowermost circlet persists, do not show its presence externally because the proximal segment of the column covers it entirely. The ray plates of the cup, especially among disparate inadunates, show a tendency to fuse and thus to produce simpler plate structure. As many as four ray plates occur in each ray of primitive disparates, whereas advanced forms have only one. Plates of interray and interbrachial areas tend also to fuse and eventually to disappear; in cups of camerate crinoids these plates migrate upward out of the cup. Plates of the posterior inter-radius, which are important for classification, like other parts of the cup, show a tendency toward fusion, reduction in size, and migration upward out of the cup. Inadunates, flexibles, and some articulates (in larval stage) show the presence of a radial plate, but this is an element unknown in the camerate crinoid cup.

Branching of the arms in equal divisions is a first step in evolution, and typically such bifurcation is developed first well above the base of the ray. Subsequent evolution introduces additional isotomous branches, the lowest bifurcation moving closer and closer to the base of the ray. Unbranched arms are seen in primitive and terminal groups of inadunates, some highly simplified flexibles, and among a few articulates, but most crinoids show numerous branchings of the rays. At the outset of evolution, all crinoid arms are composed of uniserial rows of polygonal or quadrate plates. This condition persists in the arms of all flexible and articulate crinoids but biserially arranged cuneate segments are developed by evolution of the free arms of inadunates and many camerates. Heterotomous division of the rays is seen in all subclasses and may be recognized as a sign of evolutionary advancement. Bifurcation of ray plates included in the dorsal cup of camerates is almost invariably isotomous, but branching of the free arms, even in early camerates, may show heterotomy. Development of the branchlets, called pinnules, is seen only in crinoids that are advanced in evolution of the arms.

The stem of crinoids shows various types of evolutionary modification and specialization. This includes fusion of originally discrete pentamerous segments, development of nodals with or without cirri, and modifications of the cirri. The presence and increase in abundance of cirri are signs of evolutionary advancement. Development of a stemless habit, presumably by breaking away of the cup after an initial period of attachment, is another trend.

An observable but seemingly not very significant evolutionary trend among crinoids, as in various other organisms, is an increase in the average size of individuals during early stages of development of the stock. After attainment of a maximum size, diminution sets in.

TERMINOLOGY

Some features of evolutionary changes among the crinoids can be apprehended simply by observation of characters of form, size, and general simplicity or complexity. Closer study calls for comparison of homologous structures, and it is this which furnishes the most definitive guide to significant trends. In order to recognize and trace evolution of structural parts of the crinoid skeleton we must have means for designating the many kinds of structural elements. All have been described and named; in addition, paleozoological and neozoological literature carries a somewhat formidable and confusing list of letter abbreviations for the various parts. Usage has been consistent on some points and very inconsistent on others. In general, classification and nomenclature of parts introduced by specialists like F. A. Bather (1893, 1900), and Wachsmuth and Springer (1897), have been adopted as standard, not only for English, but for all other languages.

A main difficulty that is now apparent is divergent nomenclature for corresponding crinoid parts belonging to different main crinoid stocks. This tends seriously to obscure significant genetic relationships, and accordingly it seems needful to modify nomenclature in some particulars in order to avoid this difficulty. For example, the important plates called radials are by no means homologous in different crinoid groups. Generally this plate is the proximal element of each ray, but as now defined in some crinoids, it actually comprises an anal plate, a brachial, fused brachials, or a fused primitive radial and brachial. In some crinoids, the plate morphologically identified as a radial is arm-bearing, whereas in others it is not. Obviously, these differences of nomenclature obscure homologies. Limitation of space in this paper imposes need to omit discussion of morphologic relationships which I intend to publish elsewhere, and therefore several changes of terminology which I judge to be desirable are indicated only by diagram (Fig. 1) and the following unexplained definitions. (1) The most proximal (lowest) plate in each ray, exclusive of the radianal (or inferradianal and superradianal) is called a *radial*. This means that inferradial plates of authors are here defined as radials. (2) Ray plates above radials which are incorporated in the dorsal cup comprise: (first order) *cup-primibrach* *cup-primaxil*; (second order) *cup-secundibrach*, *cup-secundaxil*; (third order) *cup-tertibrach*, *cup-tertaxil*; (fourth order) *cup-quartibrach*, etc. The so-called superradial plates of some inadunate crinoids are thus classed as cup-primibrachs. (3) Ray plates composing parts of free arms are named according to present custom on the basis of their position in relation to bifurcations of the ray as a whole: (first order) *primibrach*, *primaxil*; (second order) *secundibrach*, *secundaxil*; (third order) *tertibrach*, *tertaxil*, etc. (4) The proximal plate of the posterior interray in camerate crinoids is named *tergal* and higher ones are called *supertergals*; these plates are judged not to be homologous to anals of inadunates and flexibles.

From here onward, we shall be concerned with the subclasses individually and will take them up in sequence—first inadunates, because these are believed to be one of the least differentiated crinoid stocks; then flexibles, which probably were derived from the inadunates; third, camerates, which are a prolific radically distinct assemblage; and lastly, articulates, which comprise all but a few post-Paleozoic crinoids.

EVOLUTION OF THE INADUNATE CRINOIDS

Inadunate crinoids are those having plates of the calyx joined firmly together, typically by syzygial suture, the mouth subtegmenal, and the arms free above the radials, or (in a few primitive forms) above

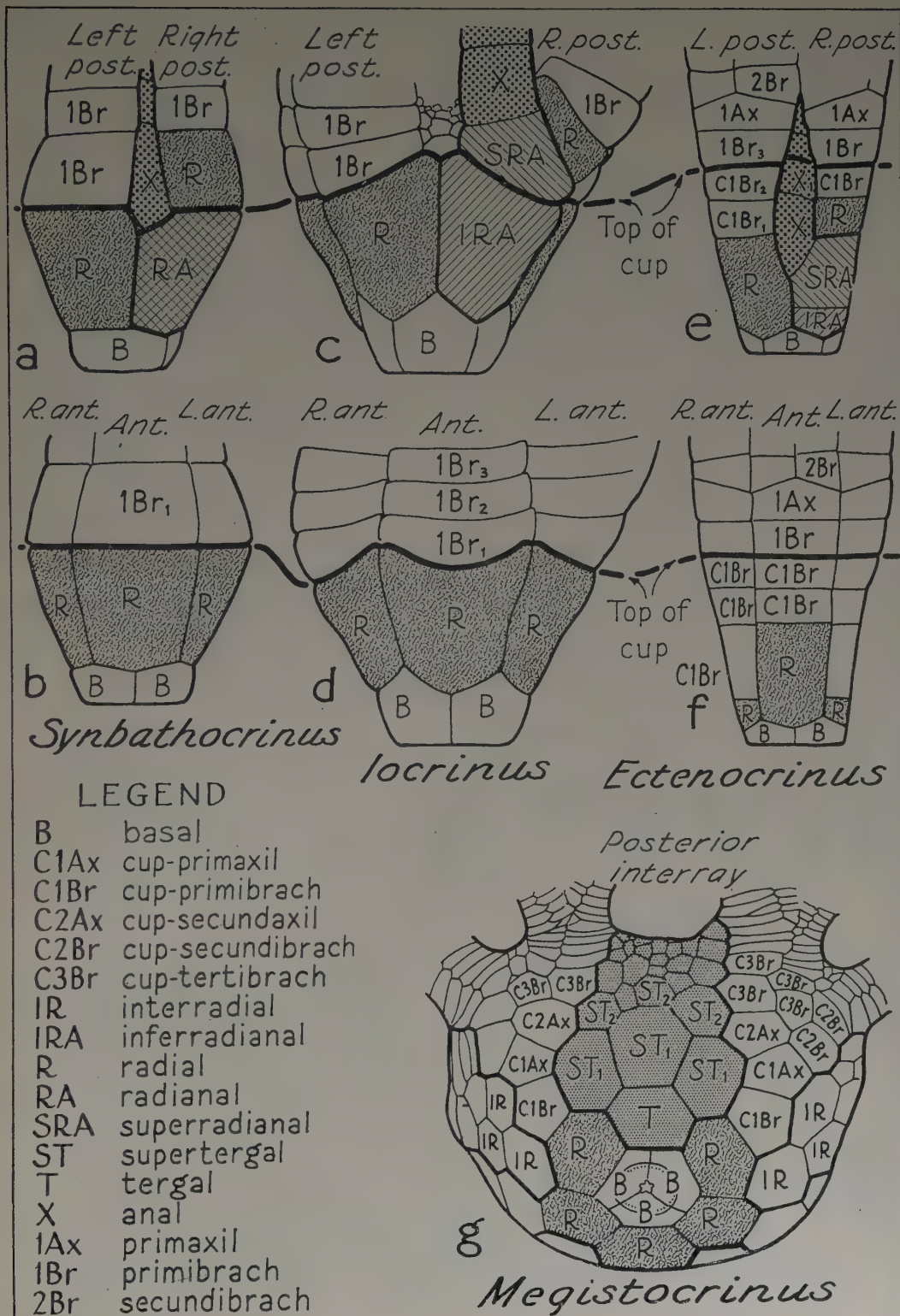


FIG. 1.—Diagrams of Disparate Inadunate Crinoids (a-f) and a Monocyclic Camerate (g), showing nomenclature of plates.

cup-primibrachs. They range from Ordovician to Triassic. The inadunates are divided into two orders called Disparata and Cladoidea (Moore and Laudon, 1943), which are distinguished mainly by the monocyclic or dicyclic structure of the base of the dorsal cup.

Both disparate and cladoid inadunates appear in lower Middle Ordovician (Chazyian) rocks of North America and formations of equivalent age in Europe. One dicyclic genus (*Dendrocrinus*), reported from Lower Ordovician (Tremadocian) rocks of Europe, is a relatively advanced crinoid which, however, retains primitive characters of the radianal. The reliability of generic assignment and other features of this record must for the time be held in doubt.

Disparata.—As a whole, the disparates stand well apart from the cladoids, being especially characterized by persistence of primitive characters of the anal series, simplicity of arm structure, and prevailing small size. One group (Hybocrinidae, Anomalocrinidae), which is restricted to Ordovician rocks, has an egg-shaped calyx of simple structure but shows evolutionary advance in the fusion of certain skeletal elements.

Other disparate crinoids range from Middle Ordovician (Mohawkian) rocks to Middle Permian. The most archaic form (*Eustenocrinus*) has a vertical-walled dorsal cup composed of 5 basals, a radial and 2 cup-primibrachs in each of four rays, and 4 anals in the fifth ray. None of the elements are fused; the arms are simple unbranched uniserial structures. Also archaic are contemporaneous genera which include cup-primibrachs in the cup. Evolutionary advance is shown in the fusion of primitive radials and next following plates in two of the rays (Homocrinidae, Calceocrinidae, Haplocrinitidae, Anamesocrinidae), in three rays (Heterocrinidae), and in four rays (Synbathocrinidae, Allagecrinidae) (Fig. 1). Also, a bifurcation of the right posterior ray appears above the superradial, the branch at left being a modified arm that serves as an anal series; ultimately the inferradial and superradial fuse together, forming the radianal, which in synbathocrinids and allagecrinids has the appearance

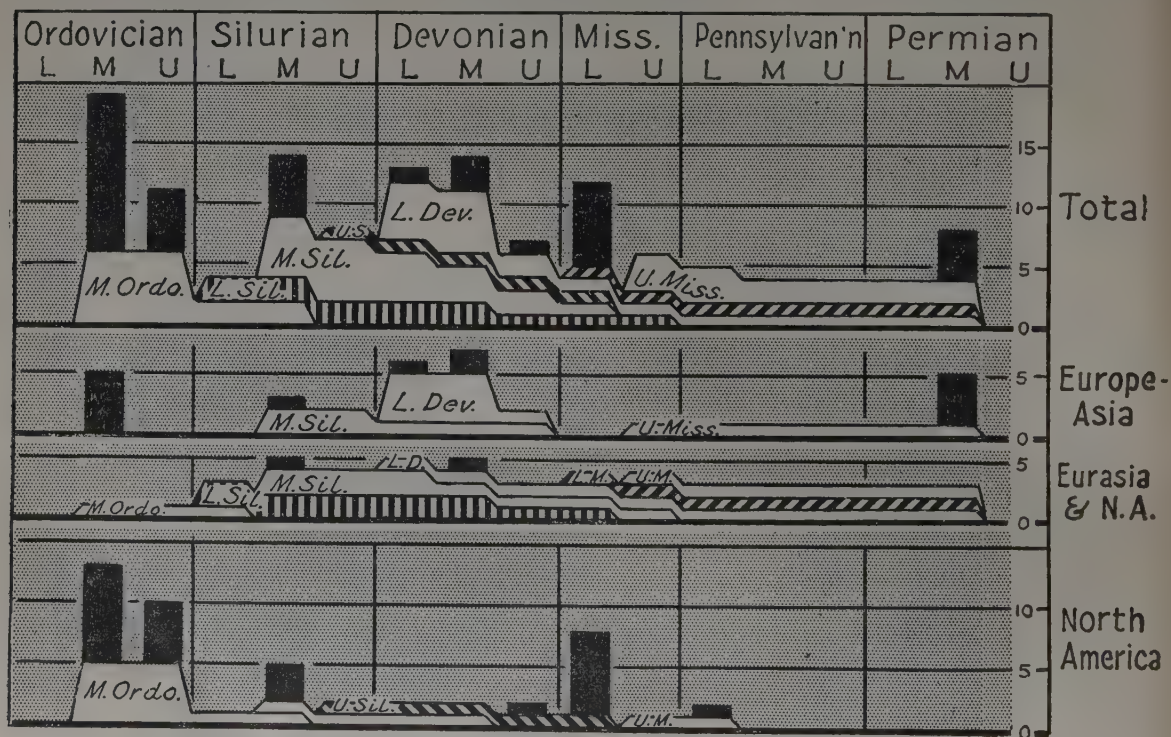


FIG. 2.—Graph showing distribution of Inadunata Disparata by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

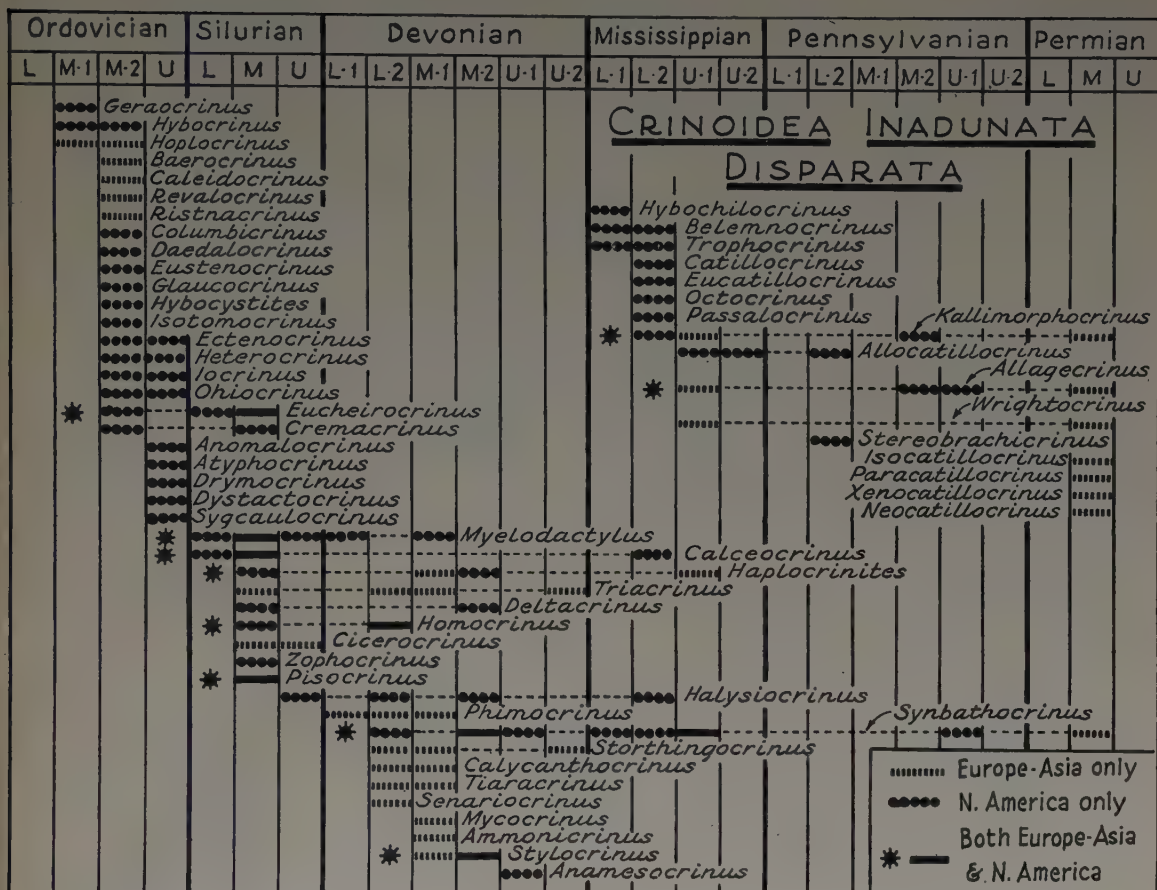


FIG. 3.—Genera of the Inadunata Disparata arranged stratigraphically and showing distribution.

EXPLANATION OF STRATIGRAPHIC DIVISIONS.—*Ordovician*: Lower (L), Canadian, Tremadocian, Skiddavian; lower Middle (M-1), Chazy, Llandeilan; upper Middle (M-2), Mohawkian, lower Caradocian; Upper (U), Cincinnati (incl. Richmondian), upper Caradocian, Ashgillian. *Silurian*: Lower (L), Alexandrian (Medinan), lower Llandoveryan; Middle (M), Niagara, upper Llandoveryan, Wenlockian; Upper (U), Cayuga, Ludlovian. *Devonian*: lower Lower (L-1), Helderbergian, Gedinnian; upper Lower (L-2), upper Ulsterian (Deerparkian, Onesquethawan), Coblenzian; lower Middle (M-1), lower Cazenovian, Eifelian; upper Middle (M-2), upper Cazenovian, Tioughniogan, Taghanician, Givetian; lower Upper (U-1), Senecan, Frasnian; upper Upper (U-2), Chautauquan, Famennian. *Mississippian*: lower Lower (L-1), Kinderhookian, Etroengtian, lower Tournaisian; upper Lower (L-2), Osagian, upper Tournaisian; lower Upper (U-1), Meramecian, lower Viséan; upper Upper (U-2), Chesteran, upper Viséan, lower Namurian. *Pennsylvanian*: lower Lower (L-1), Springerian, upper Namurian; upper Lower (L-2), Morrowan, lower Westphalian (A); lower Middle (M-1), Atokan, middle Westphalian (B); upper Middle (M-2), Desmoinesian, upper Westphalian (C); lower Upper (U-1), Missourian, lower Stephanian, Moscovian; upper Upper (U-2), Virgilian, upper Stephanian, Uralian. *Permian*: Lower (L), Wolfcampian, Sakmarian; Middle (M), Leonardian, lower Guadalupian (Word), Artinskian (Soso of Sicily, Bituani-Basleo of Timor); Upper (U), upper Guadalupian, Kungurian, Kazanian.

and function of a radial plate. The inferradial and superradial remain distinct throughout evolution in more than half of the disparate genera. *Iocrinus* is unique in that the inferradial is virtually indistinguishable from the radials of other rays, the superradial occurring as an axillary plate above it (Fig. 1).

One of the most strangely modified groups of disparates (Calceocrinidae) which is characterized by the sharply bent attachment of crown and stem, shows a remarkable evolutionary sequence. The left anterior cup-primibrach, inferradial, and seemingly also the superradial, are retained throughout evolution during which the arms come to be borne exclusively by three radials.

A survey of the distribution of disparate crinoid genera (Figs. 2, 3) shows that the group is well represented both in North America and Europe-Asia. A majority of the Ordovician and Mississippian genera are restricted to one or other of the continents and confined to rocks of these respective periods. Forms occurring in both hemispheres are chiefly long-ranging genera. Greatest abundance belongs in the Ordovician, but Middle Silurian, Lower and Middle Devonian, and Lower Mississippian are not far behind. Several allagecrinids and specialized catillocrinids in the Permian of Timor are the last of this group.

Cladoidea.—As represented by their generic differentiation and wide diversity of structural pattern, the cladoid inadunates are one of the main groups of Paleozoic crinoids. They are very useful in stratigraphical paleontology and their distribution seems markedly to reflect major paleogeographic changes.

The early Cladoidea are simple in various ways. Later forms become more highly differentiated until culmination in evolution of some one character is reached, beyond which there is reversal of trend leading to more generalized organization, or the branch suddenly disappears.

The most primitive cups are very steep-sided (Fig. 4 a-g). Evolutionary changes produce gradual decrease in height of the cup, accompanied by flattening of the base and development eventually of a pronounced concavity which incloses the proximal part of the stem (Fig. 4 h-k). The most highly modified cups have discoidal shape, and the summit of the radial plates may actually be lower than the infrabasal circlet (Fig. 4 j). Such cups are most common in Pennsylvanian and Permian strata.

Infrabasal plates are invariably five in number in all primitive cladoids, and they slope steeply upward, being visible in side view of the cup. Evolution reduces their size and number and shifts their attitude. Late stages are represented by a solidly fused circlet concealed by the stem, or downflaring plates in the basal concavity of the cup.

The radial plates are one of the most important elements of the cup for purposes of classification and in showing evolutionary modification. Indeed, many cladoid genera can be identified on the basis of a single isolated radial plate. The most important characters are the shape and attitude of these plates and the nature of the articular facets at their distal edges. The outer surface of radials in unspecialized cups slopes steeply downward confluent with the basals and infrabasals. The articular surface is subhorizontal and directed upward. Evolutionary change associated with depression of the cup tilts the radials outward so that they have an increasingly horizontal attitude. Specialized cladoids having a strong basal concavity may show the proximal part of the radials extending nearly to the centre of such concavity (Fig. 4 j, k). The articular facets of the radials in these advanced forms commonly slope more or less steeply outward. Most primitive cladoids have narrow, nearly featureless rounded facets, whereas advanced forms have facets as wide as the radial plates and surface of the facets is elaborately differentiated by ridges, grooves, and denticles for attachment of ligaments and muscles and as fulcra for articulation. Finally, various end products of cladoid evolution show reversion to very simple structure and one or more radials may tend to become atrophied. Such plates, much reduced in size, are no longer arm-bearing; eventually they may disappear entirely.

The plates of the posterior side of the cup belonging to the anal series are undoubtedly identical in origin and similar in evolution to those of the Disparata, but the stage in which an inferradial and superradial are unfused is restricted to two families (Carabocrinidae, Merocrinidae) (Fig. 4 a, e). A large majority of all early cladoid genera and many of late Paleozoic age show presence of a radianal

plate, either in its primitive position directly below the right posterior radial (Fig. 4 b, f, g) or obliquely left below this radial plate (Fig. 4 c, d, h), which is the most common position; evolutionary change pushes the radianal upward to a position even with the radials or somewhat above them (Fig. 4 i-k) and eventually this plate disappears, either by continuous upward displacement or by resorption. An anal plate or plates occur at left and above the radianal. The evolutionary course of these plates is like that of the radianal in migrating upward until they vanish from the cup. In most advanced condition all anals have disappeared and the dorsal cup shows perfect pentamerous symmetry.

An almost diagnostic structural feature of the Cladoidea is presence of a relatively prominent anal sac. The sac of different genera is highly varied in form and size but basically it is a product of

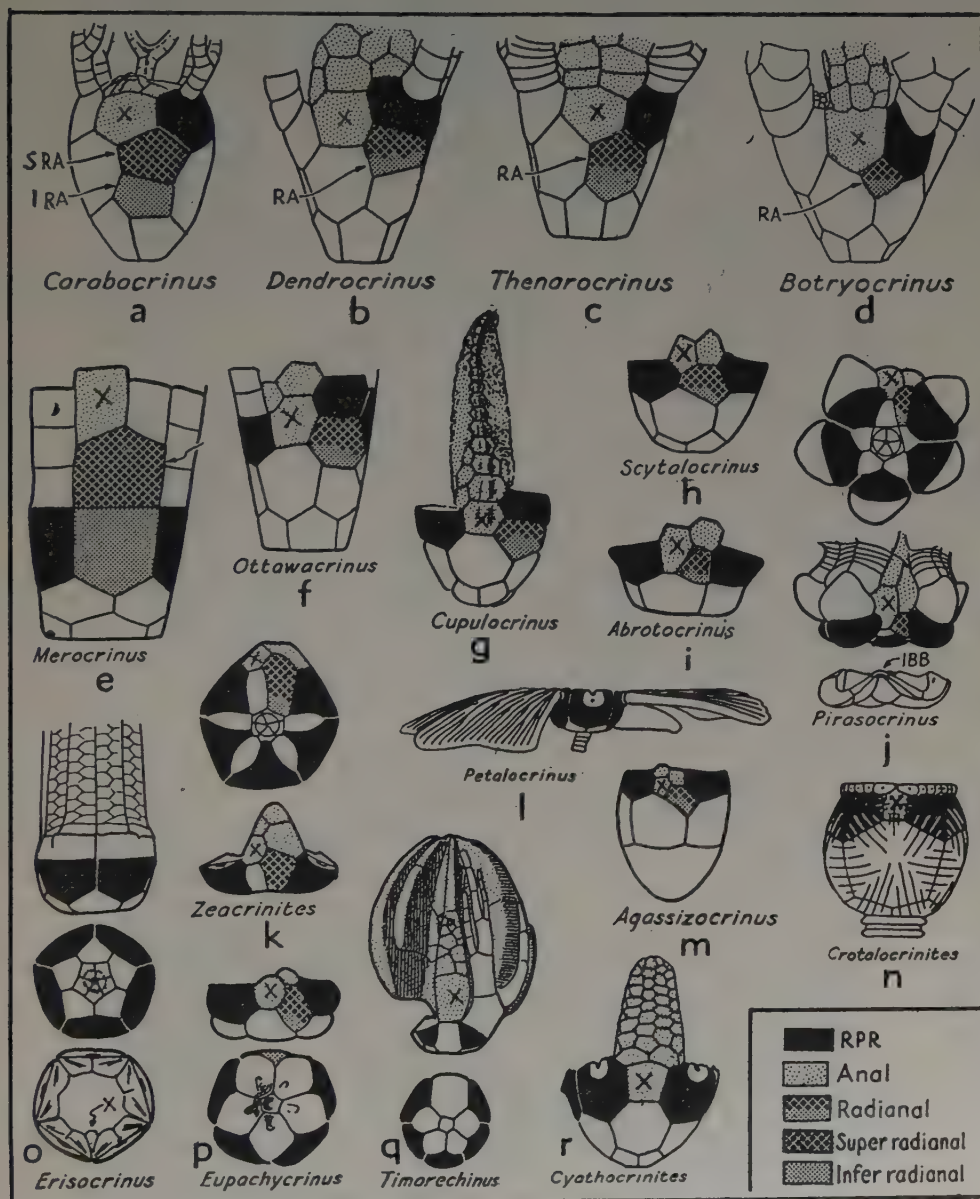


FIG. 4.—Form and structure of representative Inadunata Cladoidea.

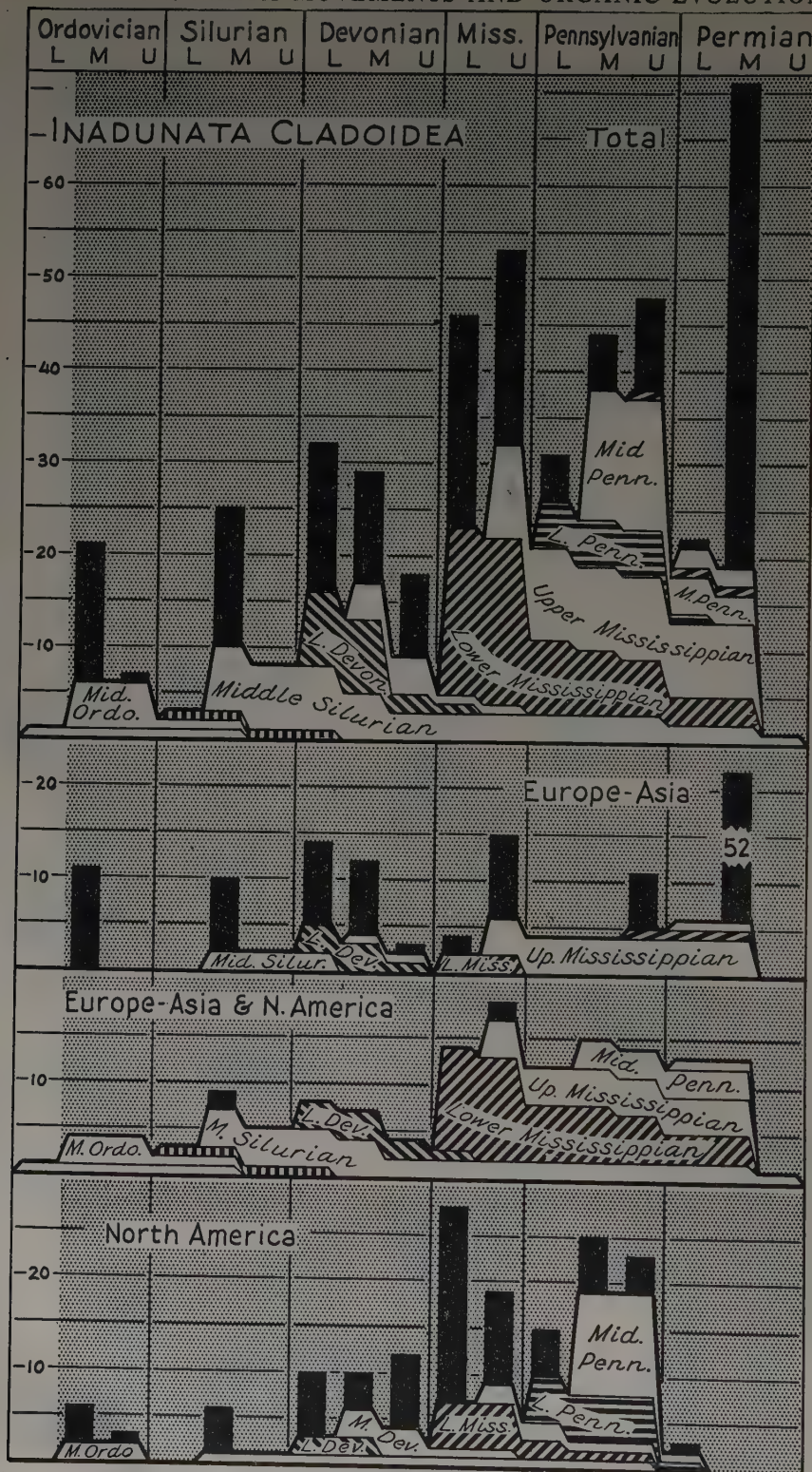


FIG. 5.—Graph showing distribution of *Inadunata Cladoidea* by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

evolutionary development of the right posterior ray, in which a main branch of this ray has been greatly modified in structure and wholly changed in function.

Arm structure evolved along several lines in the Cladoidea. Undivided arms, which are seen in a few genera, denote primitiveness, or they may signify a very advanced stage in evolutionary simplification; a few armless cladoids represent extreme specialization in this direction. A vast majority have arms that branch. Study of Ordovician genera shows that the most primitive type of branching is one composed of uniserially arranged elongate segments having only isotomous divisions. Shortening of brachials, increase in branching, and downward migration of the first bifurcation are early lines of evolutionary advancement. The appearance of heterotomous branching is a sign of specialization; commonly this is superimposed on isotomous division of the rays and it leads gradually to pinnulation. Arms composed of biserially arranged brachials bearing pinnules are highly advanced in evolution. They are not observed in pre-Mississippian inadunates but are common in Late Paleozoic families. Unique types of ray specialization are illustrated by the Middle Silurian crinoids, *Petalocrinus* (Fig. 4 l), in which the branches of each ray are fused to form solid petal-like plates, *Crotalocrinites* (Fig. 4 n), which has very numerous branches joined laterally in a flexible net work, and *Gissocrinus*, which illustrates a somewhat similar highly modified arm structure. Inasmuch as these specialized crinoids are found in rocks of equivalent age on opposite sides of the Atlantic, their distribution has much significance in relation to study of paleogeography.

Evolutionary modification of the tegmen, which is associated with anal sac structures, is development of prominent interray ridges so that the arms fit neatly into niches. Such structures, seen in zeacrinitids and especially in the Timorechinidae (Fig. 4 q), are a homeomorphic evolutionary trend like that seen in *Eucalyptocrinites* among the camerates.

The trends just summarized cannot be followed in detail in reviewing distribution of the Cladoidea stratigraphically and geographically. Figures 5-7 indicate that the representative of this group common to Europe-Asia and North America are mainly the very long-ranging genera but the boundary separating Mississippian from older rocks is emphasized in a manner suggesting important paleogeographic changes in late Devonian time. Genera restricted to the Ordovician comprise chiefly the archaic cladoids. Most of these died out before Silurian time. Especially in the Middle Silurian we see noteworthy expansion of cladoid genera and appearance of several highly specialized forms which are common to Europe and North America. The cladoids are prominent in Devonian formations and those belonging to this period are mostly distinct from Silurian and Mississippian crinoids. A peak of development was attained during Mississippian time, when also is seen the greatest number of genera common to the New and Old World areas. Continued importance in Pennsylvanian time and a surprising splurge in the Middle Permian, which is attributed to the very remarkable Timor crinoid assemblage, characterizes the Late Paleozoic record. Altogether, this group of crinoids seems well correlated in distribution with other evidence of widespread seas during several Paleozoic epochs and of restricted seas at other times.

EVOLUTION OF THE FLEXIBLE CRINOIDS

The subclass of crinoids called Flexibilia contains dicyclic calyxes in which most of the plates are characterized by movable articulation with adjoining plates. Among most, but not all flexibles, many plates above the circlet of radials are incorporated in the dorsal cup. The lowermost circlet consists of two large plates and a small one, the latter occurring invariably in the right posterior ray. The tegmen is flexible and bears exposed food grooves and the mouth. The arms are uniserial and non-pinnulate. The stem is round. As a whole, the flexible crinoids constitute a distinctive assemblage which, although comprising only 50 genera, is well represented in Paleozoic rocks of Europe-Asia and North America from Middle Ordovician to Middle Permian.

The primitive cup shape is steep-sided conical, whereas modified late forms are bowl-shaped to flat-based cups; among flexibles, however, a basal concavity was not developed in the cup. Remarkably stable in evolution is the three-plate infrabasal circlet (Fig. 8), which persists in all genera except a

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

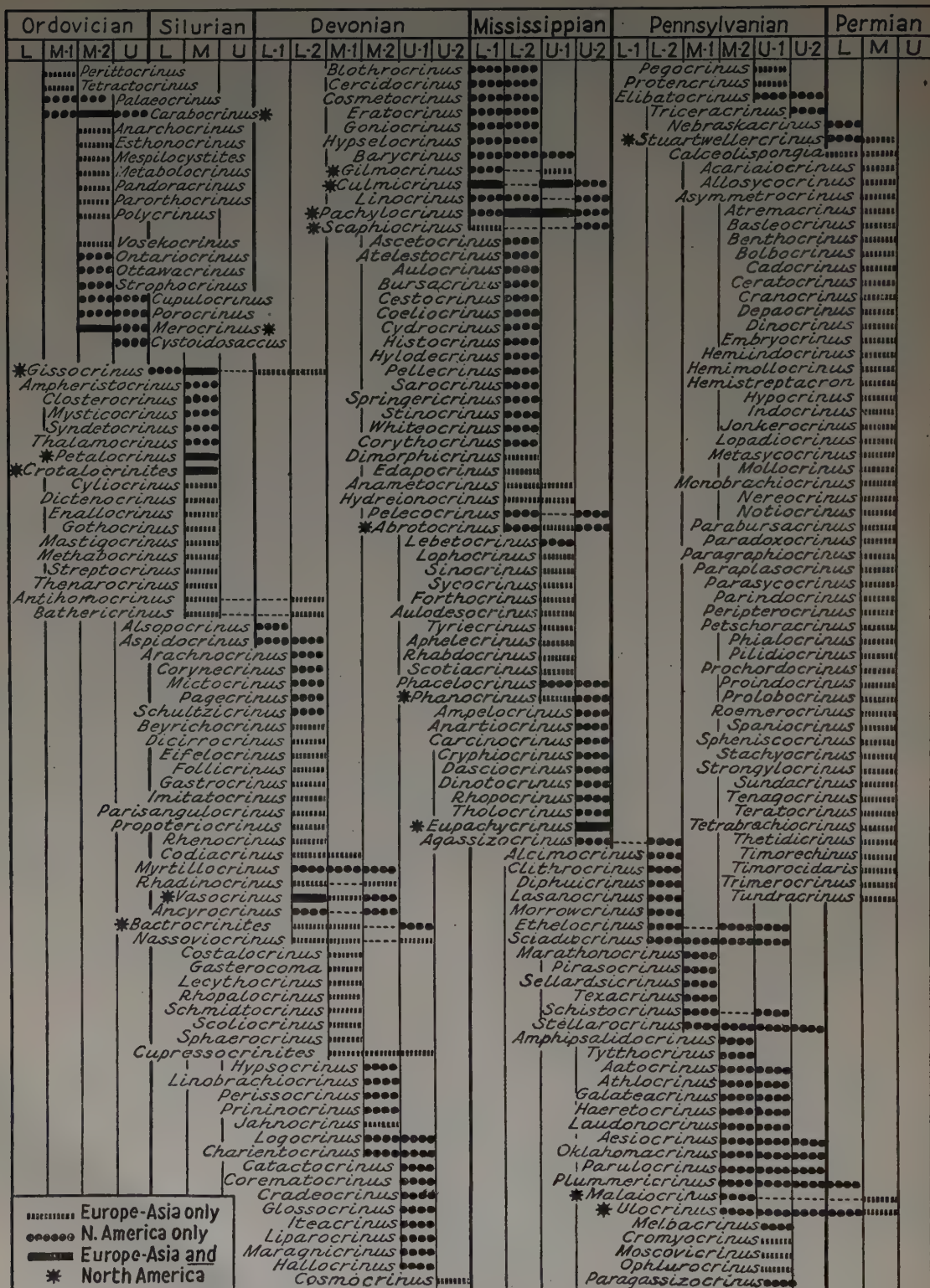


FIG. 6.—Genera of the Inadunata Cladoidea arranged stratigraphically and showing distribution (mostly short-ranging forms).

(See Figure 3 for explanation of stratigraphic divisions.)

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

few Carboniferous and Permian forms having these plates solidly fused. This circlet tends to be reduced in size, becoming concealed by the stem, and in a few forms it dwindles to the point of disappearance. Radial plates are not specially differentiated from others except by position, but the nature of their articular facets serves readily to separate them from corresponding plates of inadunate and camerate crinoids. Evolution of the posterior interradius, as among inadunates, shows upward migration of radianal and anal plates and their eventual disappearance from the cup. Accordingly, advanced forms have perfect pentamerous symmetry. The arms branch isotomously in primitive flexible crinoids; heterotomous division appears in several advanced types (Fig. 8), and a few end products show regressive unbranched condition of the arms. Interradial and interbrachial plates occur in many genera and they show considerable variation in number and size; a definable evolutionary trend in these elements is not recognized.

The stratigraphic and geographic distribution of the flexible crinoids is summarized in Figs. 9 and 10. Approximately one half of the described genera are common to North America and Europe-Asia; among these forms, all have considerable stratigraphic span, except four which are confined to Middle Silurian rocks and one to Lower Mississippian deposits. Very few genera are known from

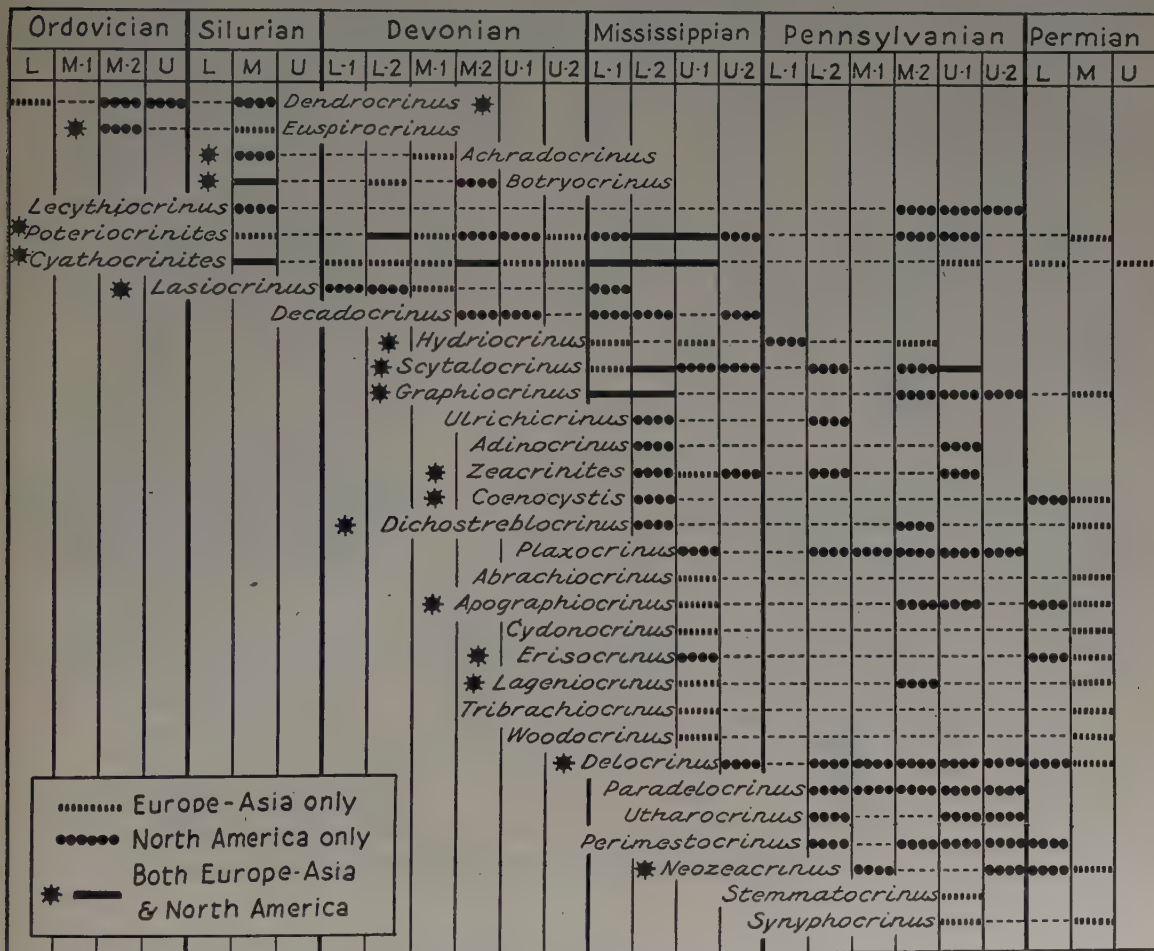


FIG. 7.—Genera of the Inadunata Cladoidea arranged stratigraphically and showing distribution (mostly long-ranging forms).

(See Figure 3 for explanation of stratigraphic divisions.)

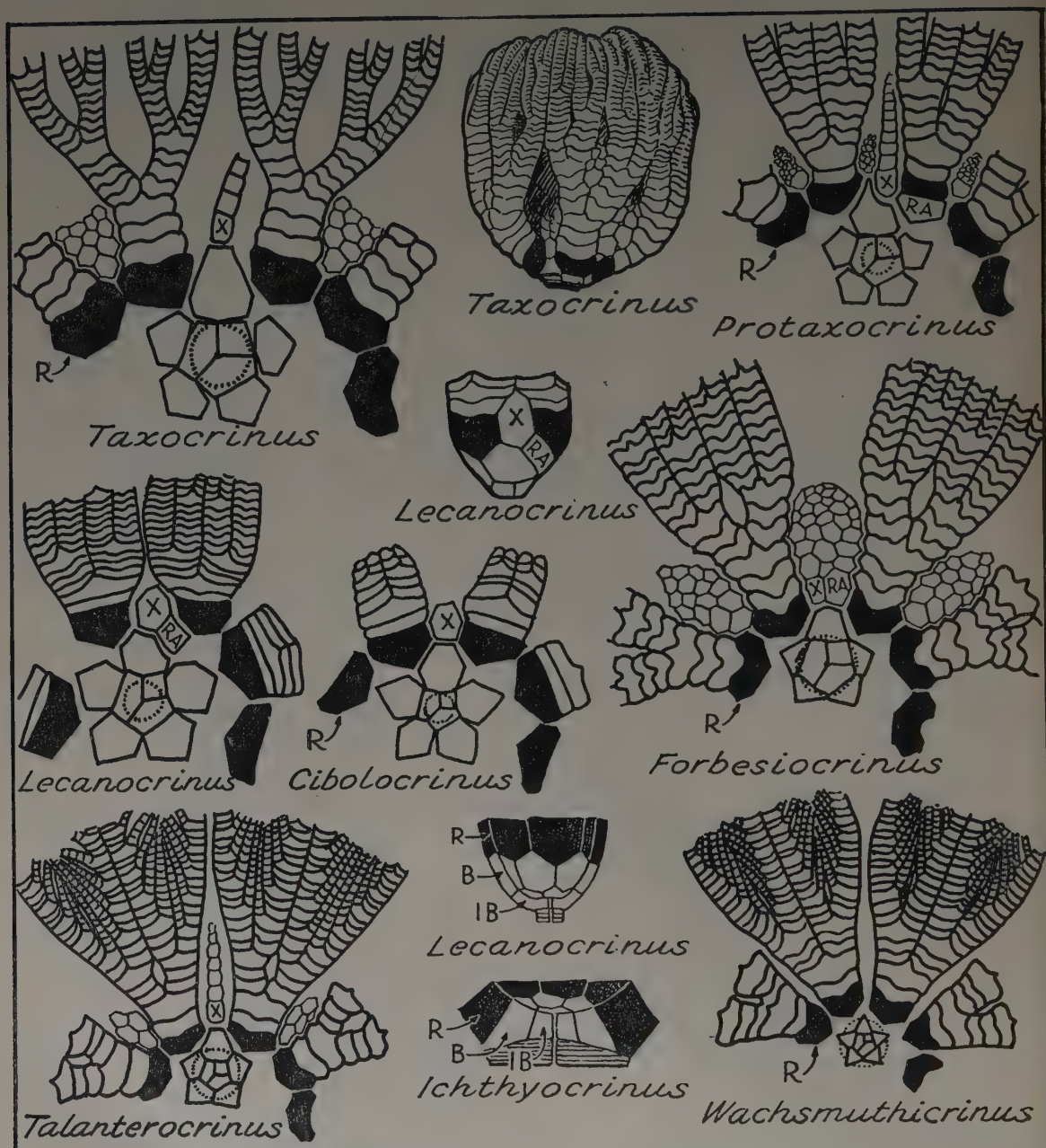


FIG. 8.—Structure of representative *Flexibilia*.

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

North America alone. A somewhat larger number is recorded from the Eastern Hemisphere, especially in the Middle Silurian, Upper Mississippian, and Middle Permian. The abrupt expansion of flexible crinoids in the Middle Silurian and sharp decline near the close of the Mississippian point to major changes in distribution of seaways at these times.

EVOLUTION OF THE CAMERATE CRINOIDS

Rigid union of all plates of the crinoid calyx characterizes the Camerata. In this and other characters, such as occurrence of the mouth and food grooves beneath the stout tegmen and absence

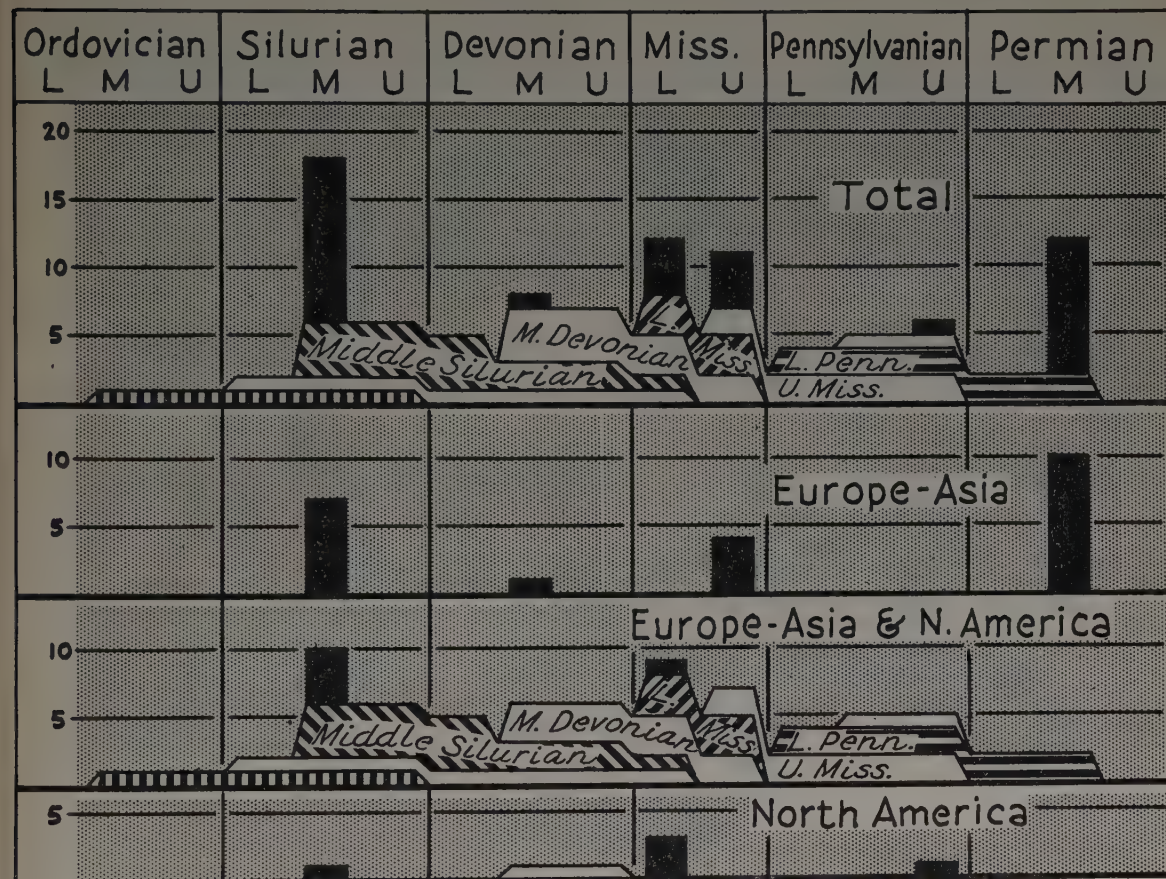


FIG. 9.—Graph showing distribution of *Flexibilia* by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

of a radianal, the camerates stand well apart from other crinoid groups. Their known range, like that of other Paleozoic assemblages, is from near the beginning of Middle Ordovician time to Middle Permian.

The shape of dorsal cups varies greatly and this is a main basis for differentiation of some genera. Evolutionary modification is shown by cups having a flat or concave base. Increased width in relation to height is a definite evolutionary trend, but only a few camerates (like *Marsupiocrinus*) develop a distinctly discoidal calyx.

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

Evolution of cup plates includes especially the following: (1) The proximal circlet, consisting of infrabasals or basals, shows a tendency toward reduction in number and size of the plate elements, but fusion to a single plate is rare. Reduction of size leads to concealment of this circlet beneath the proximal stem segment in several genera. (2) Structural attitude of plates in the lowermost circlet changes from upflaring to subhorizontal (downflaring sides of basal concavities commonly being made by other plates). (3) Radial plates, which are identified only by position, are separated all around by other plates in archaic camerates; evolutionary upward migration of these intervening plates first brings the radials into contact with one another everywhere except at the posterior side, and ultimately all plates of this circlet are found to adjoin (Fig. 11). (4) Post-radial ray plates incorporated in the

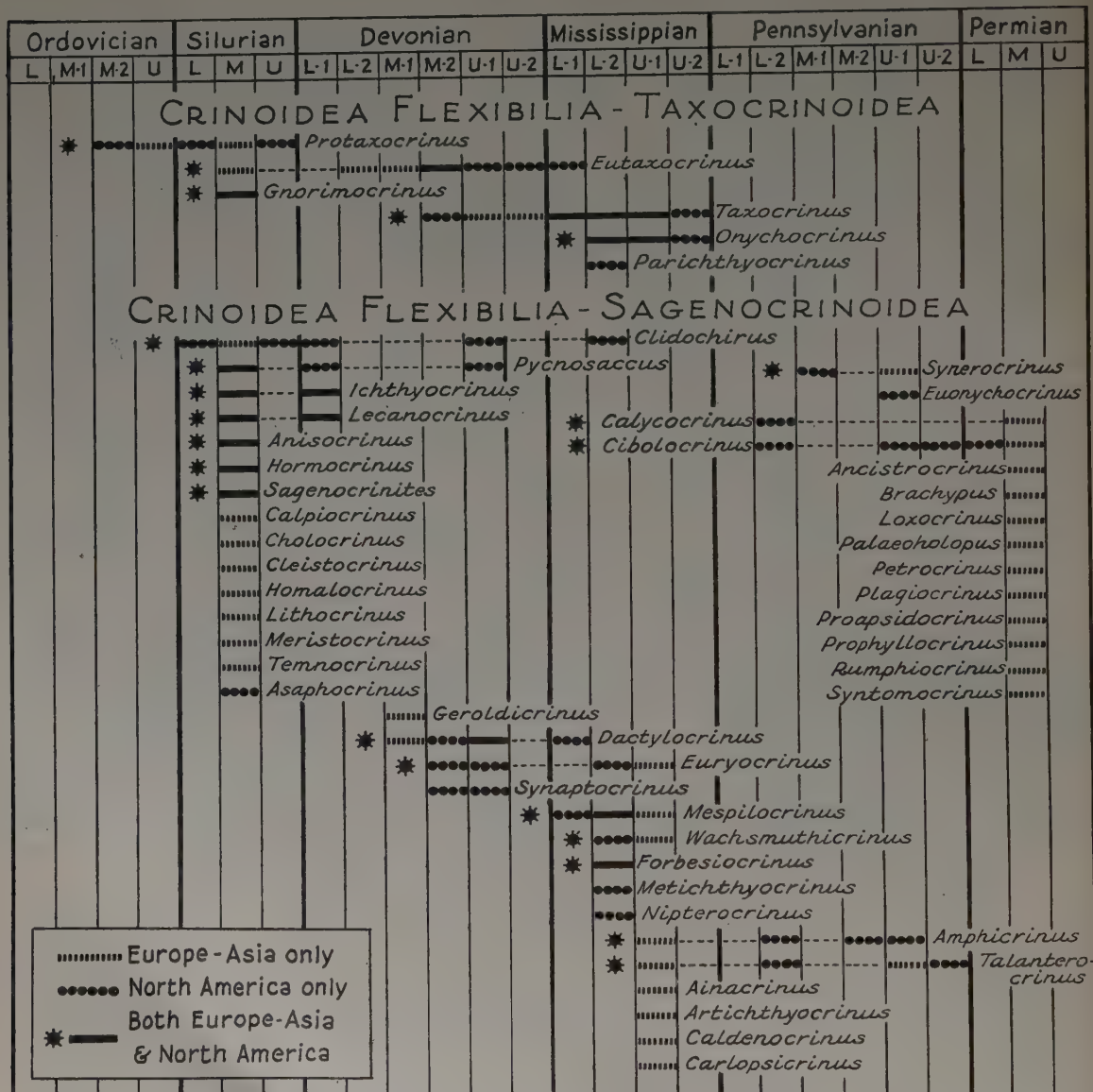


FIG. 10.—Genera of the Flexibilia arranged stratigraphically and showing distribution.

(See Figure 3 for explanation of stratigraphic divisions.)

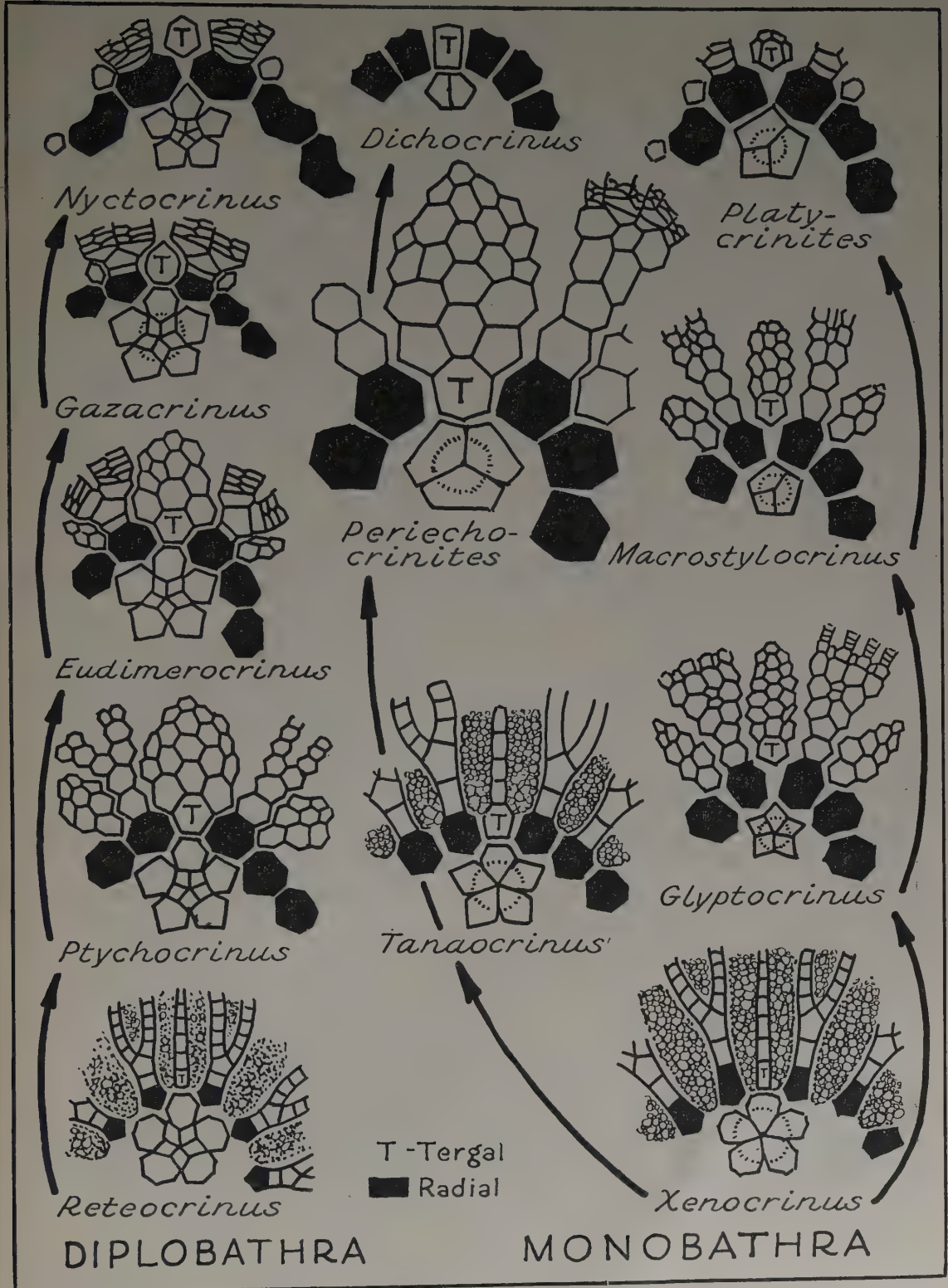


FIG. 11.—Structure of representative Camerata.

dorsal cup show evolutionary changes of size, shape, and reduction of number until all are eliminated from the cup. (5) Primitively, the radials and other ray plates are marked by a prominent ray ridge; in advanced forms this becomes weak and disappears. (6) Interradial plates and those of the posterior interray (tergals, supertergals) and cup plates between branches of the rays are primitively small, irregular in shape and arrangement, and well depressed below the level of adjacent ray plates; evolutionary change brings increased size, definite polygonal outline, reduction in number, and ultimate upward migration out of the dorsal cup. It is to be noted, however, that some primitive families (Reteocrinidae, Xenocrinidae, Tanaocrinidae) are characterized by a median ridge of raised tergal and supertergals in the posterior interray (Fig. 11).

The arms of camerate crinoids primitively are composed of uniserially arranged segments bearing branchlets which are classed as pinnules. Biserial arm structure appears very early, however, and characterizes the vast majority of camerates. Types of branching vary greatly; a few isotomous divisions are seen in oldest forms, whereas advanced types exhibit either a single bifurcation near the base of each ray or many arms are grouped according to complex structural patterns. Extraordinarily complicated arm structures are seen in *Steganocrinus*, *Eucladocrinus*, *Ctenocrinus*, and several others. These are remarkable culminations of evolutionary change along certain lines. Modifications like the distal paddle-shaped brachials of *Eretmocrinus* and aligned pinnule spines of *Cactocrinus* are unusual types of specialization.

Characters of the tegmen are important in camerates and are useful in classification. They show sporadic divergence in various directions rather than a consistent evolutionary trend. Noteworthy tegmental structures are a prominent central elevation distinguished as an anal tube, appearance of coarse spines, lateral protrusion of large forked processes (*Gilbertsocrinus*) and formation of compartments for inclosure of the arms (*Eucalyptocrinites*). Simultaneous occurrence in Eurasia and North

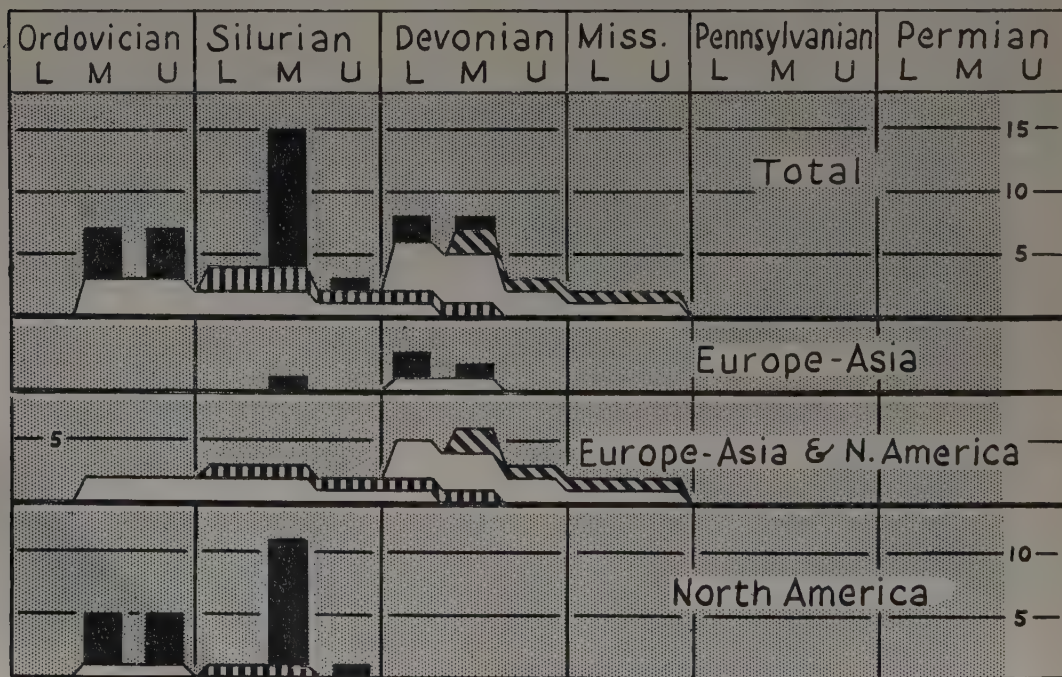


FIG. 12.—Graph showing distribution of Camerata Diplobathra by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

America of some of these crinoids bearing highly modified structures can only be explained logically as a consequent of intermigration, thus indicating existence of shallow seaways between the geographically widely separated regions of sedimentation.

Diplobathra.—The dicyclic camerates, called *Diplobathra* (Moore and Laudon, 1943, p. 79), are interpreted as belonging near the root stock of the subclass and they include less highly modified forms generally than are found among monocyclic camerates. The *Diplobathra* range from Middle Ordovician through Mississippian, being represented by largest number of genera in Middle Silurian rocks (Figs. 12, 13).

Forms known from Ordovician rocks are archaic in many features and stand well apart from later representatives of the order. Except for two genera, they vanished before beginning of Silurian time. In the latter period many new types of dicyclic camerates made appearance and these show marked evolutionary advancement; indeed the form considered most nearly to express the end product of evolutionary change in this group (*Nyctocrinus*) is found in Middle Silurian rocks of North America. Another genus of the same age (*Wilsonicrinus*) is also very advanced in having a perfectly symmetrical arrangement of plates in the dorsal cup. Despite unusual numbers of diplobathran genera in Middle Silurian strata, only a single genus (*Dimerocrinites*) is common to North America and Europe-Asia; this feature of the record is surprising because many specialized Monobathra and inadunates occur in mid-Silurian rocks of the two continental areas. Silurian forms (except *Dimerocrinites*) do not persist into the Devonian, where nine new genera make appearance. Among the Devonian dicyclic camerates, six genera are common to North America and Europe-Asia, all others being European types. Only two genera (*Rhodocrinites*, *Gilbertocrinus*) persist into Mississippian time and no new forms are introduced. Although these genera are represented by several species on both sides of the Atlantic, lack of identical species in the two areas indicates that the known Mississippian fossils may be descendants of earlier migrants.

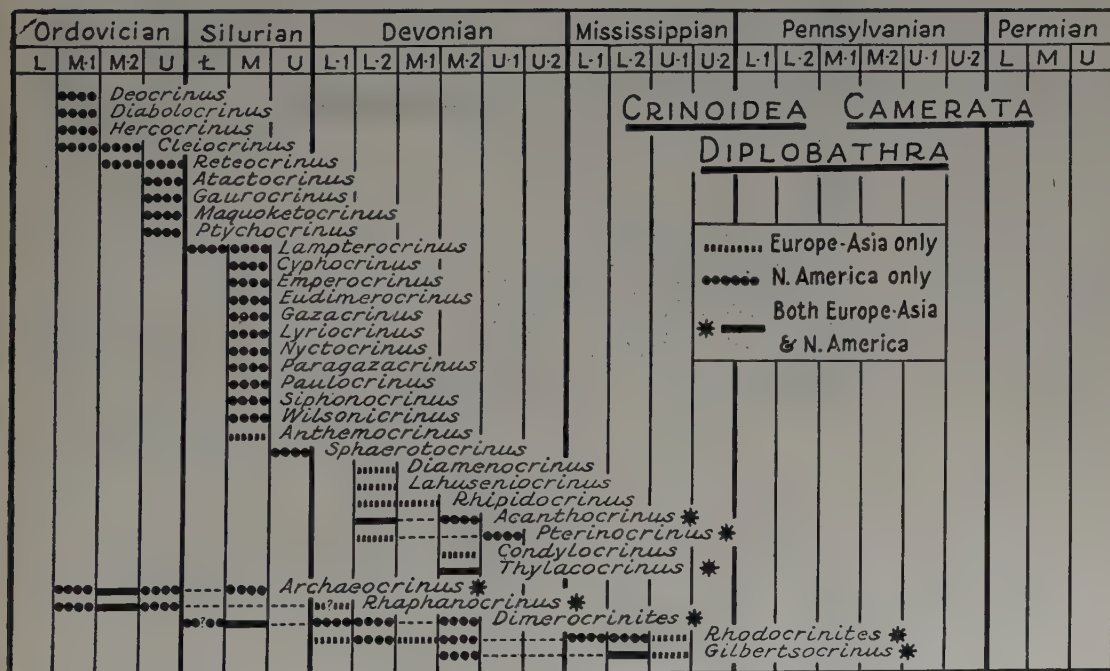


FIG. 13.—Genera of the Camerata Diplobathra arranged stratigraphically and showing distribution.

(See Figure 3 for explanation of stratigraphic divisions.)

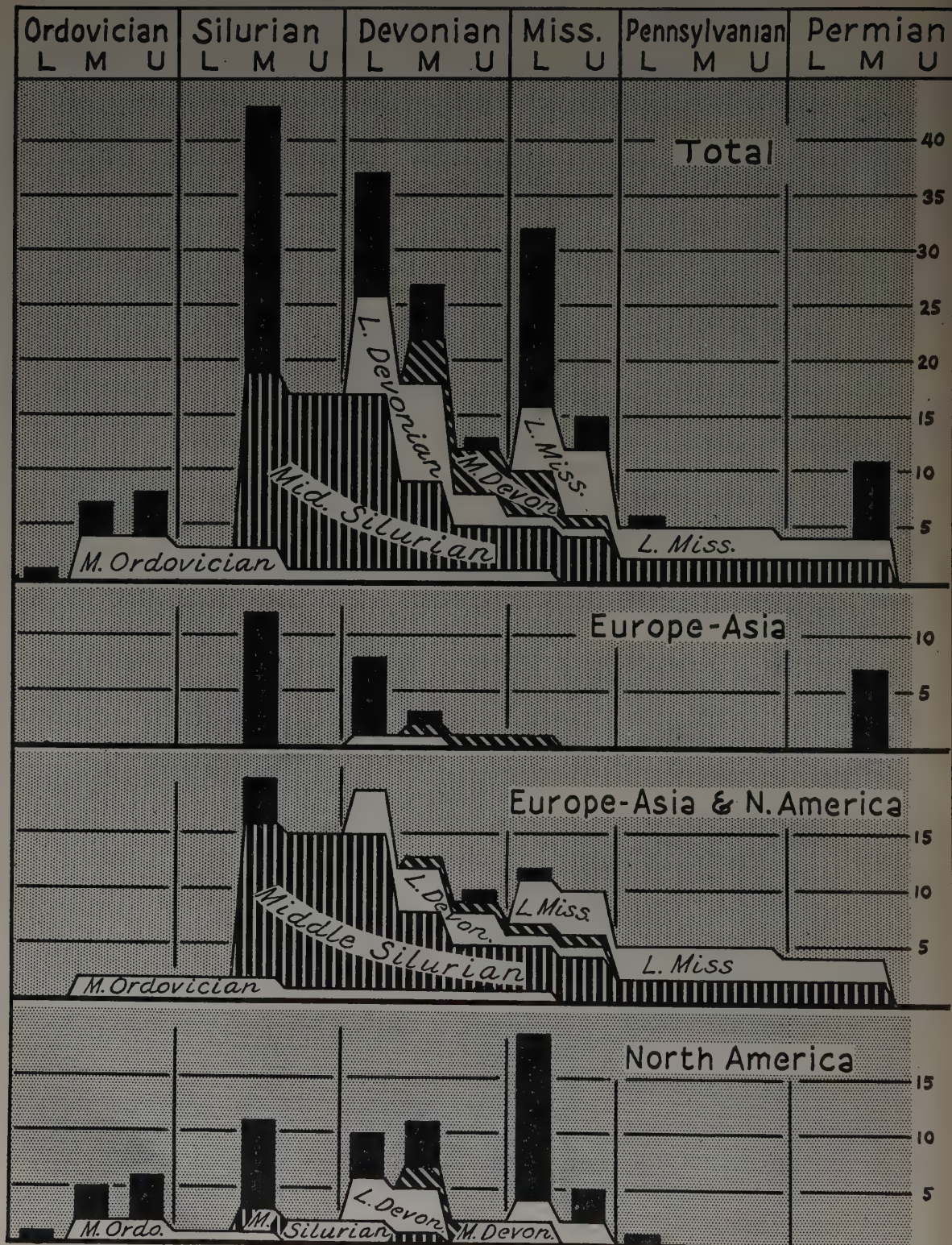


FIG. 14.—Graph showing distribution of Camerata Monobathra by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

Monobathra.—Monocyclic camerate genera (115 in total number) are more than three times as numerous as the dicyclic forms, and measured by the host of described species, they predominate much more. Stratigraphically, they are among the most useful of all crinoids. The group is called *Monobathra* (Moore and Laudon, 1943, p. 86).

Crinoids of this order are divisible into two main groups which are characterized by persistent structures of the base of the cup. They are designated respectively as tanaocrinoid stock and glyptocrinoid stock. (1) The great majority of tanaocrinoids have a tripartite base of hexagonal outline composed of three equal plates, but primitive representatives have five or four basal plates. A few derivatives of this stock (*Dichocrinidae*, *Acrocrinidae*) which appeared in Mississippian time, are distinguished by having only two plates in the basal circlet. The tanaocrinoids range from Ordovician to Permian. (2) The glyptocrinoids, which also make appearance in Ordovician time, seem clearly to be derived from tanaocrinoid ancestors, as indicated by several structural resemblances. All but a few glyptocrinoids, which have five or four basal plates, are characterized by a pentagonal base having three unequal basals, two large ones and a small one. Also, unlike the tanaocrinoids, the radials are in contact with one another all around. The glyptocrinoids chiefly characterize Silurian and Devonian time, but one family (*Platycrinidae*) persisted into the Permian. Evolution in both groups is characterized by trend toward perfect pentamerous symmetry, with reduction in size and number of ray plates of the cup and expulsion of interray plates into the tegmen.

Distribution of the *Monobathra* is summarized in Figs. 14 and 15. Genera belonging to the glyptocrinoid stock are indicated on Fig. 15 by a check; if they were plotted separately on Fig. 14, stratigraphic significance of the two stocks would be better shown. (1) Summarizing features of distribution having relation to paleogeographic interpretation, attention may be called first to the manner in which Ordovician representatives of the *Monobathra* are set apart from others. Primitive characters of the tanaocrinoids and glyptocrinoids, which occur together, distinguish them from succeeding genera. (2) A great expansion of these crinoids is recorded from Middle Silurian deposits, and although many genera are confined respectively to North America and Europe-Asia, a still larger number links these two regions. A large component of the last-mentioned group is found to persist into younger strata, especially Devonian. Of the 43 *Monobathra* genera (one doubtful) from Middle Silurian rocks, 28 are glyptocrinoids, and of these 15 genera do not persist into younger rocks. Middle Silurian glyptocrinoid genera having special significance, which occur in Middle Silurian rocks of North America and Eurasia, include *Eucalyptocrinites*, *Calliocrinus*, *Marsupiocrinus*, *Scyphocrinites*, *Macrostylocrinus*, *Melocrinites*, *Ctenocrinus*, *Hapalocrinus*, and *Culicocrinus*. These are some of the most distinctive and specialized crinoids known and their appearance together in the Middle Silurian of opposite sides of the Atlantic is strongest proof of marine shallow water connections, probably as inferred by Weller (1898), by way of the Arctic. (3) In Devonian rocks 30 additional monocyclic camerate genera make appearance, the majority (18 genera) belonging to the tanaocrinoid stock. Holdover forms, which include 18 genera, mostly common to North America and Europe-Asia, include specially characteristic Devonian forms, such as *Melocrinites* and *Ctenocrinus*. The largest complement of new genera is introduced in the Lower Devonian and in this group are the specially characteristic genera, *Arthroacantha* and *Hexacrinites*, which occur on both sides of the Atlantic. (4) Measured by number of described species and profusion of individuals, culmination of camerate crinoids belongs in Early Mississippian time. Genera of the *Monobathra* (likewise *Diplobathra*) were then less numerous, however, than in Middle Silurian time (Fig. 14). Among 25 new genera of monocyclic crinoids introduced in the Mississippian, all but three failed to survive into Late Mississippian. The assemblage is predominantly North American, for only five new genera and four holdovers are common to North America and Eurasia. Distinctive genera in this group, however, signify intermigration between the New and Old World. If this is true, it is strange that there are not more forms in common, for many genera which are represented by scores of species in North America are now wholly unknown in Europe and Asia. Two important new genera (*Talarocrinus*, *Pterotocrinus*) appeared in North America in Late Mississippian time. (5) Camerate crinoids are virtually unknown in

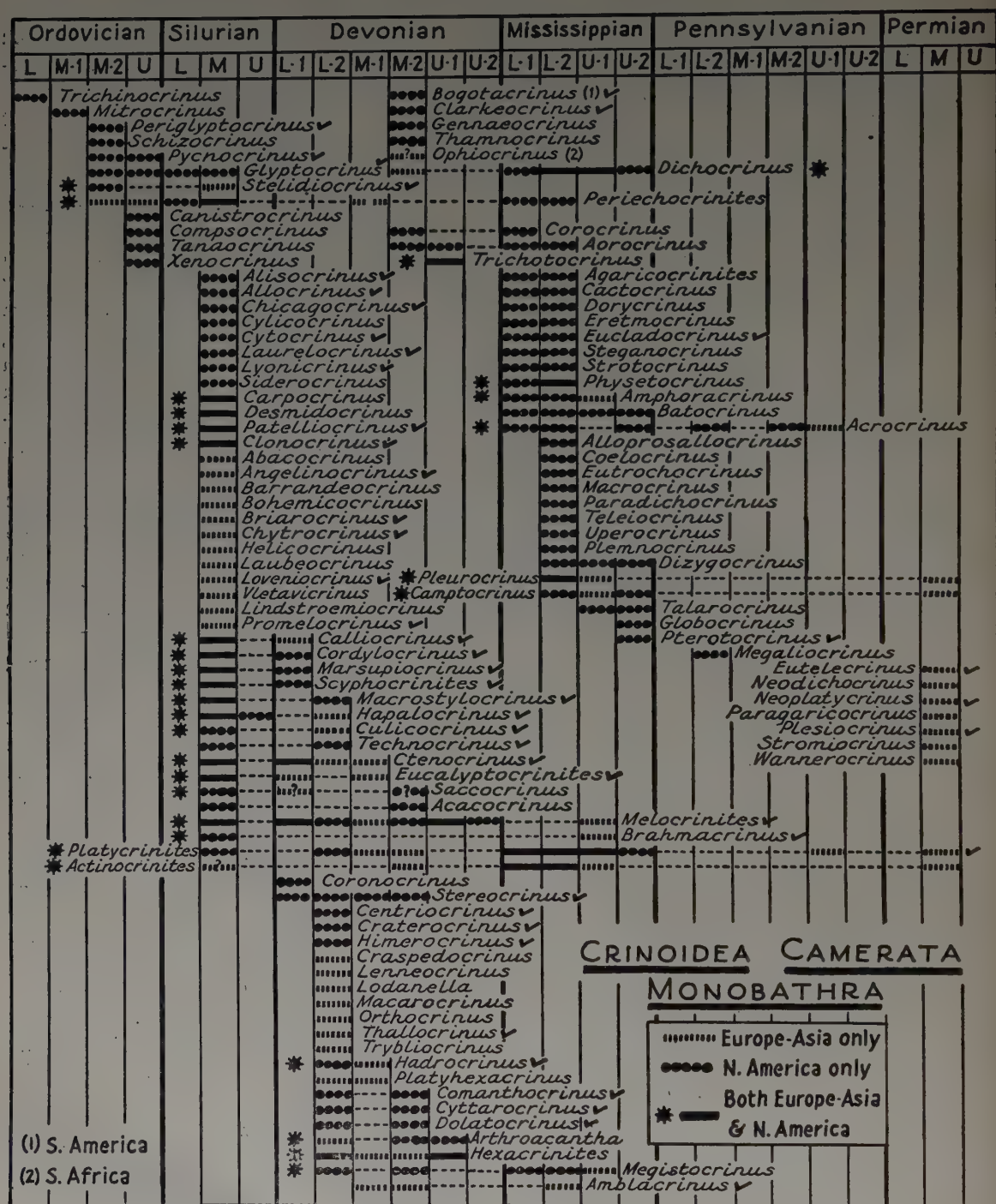


FIG. 15.—Genera of the Camerata Monobathra arranged stratigraphically and showing distribution. Representatives of the glyptocrinoid stock checked; tanaocrinoid genera unchecked.

(See Figure 3 for explanation of stratigraphic divisions.)

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

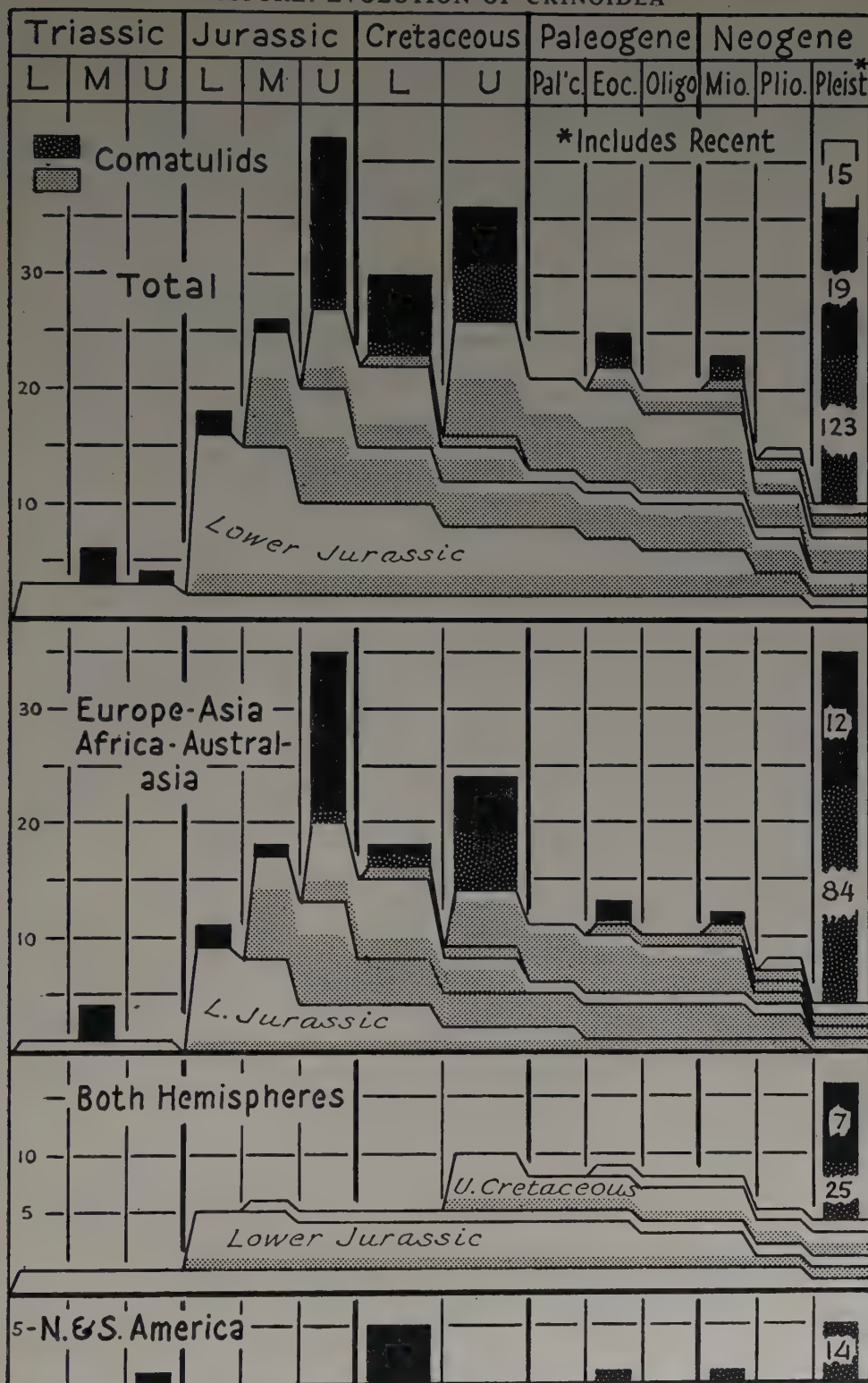


FIG. 16.—Graph showing distribution of Articulata by number of genera (restricted forms indicated by solid black).

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

Pennsylvanian strata, although platycrinid stem segments occur at several horizons. A few specimens of a holdover genus (*Acrocrinus*) and one new camerate genus are found in North America. (6) Survival of *Monobathra* into Middle Permian time is shown by occurrence here of 11 genera, all but one, which occurs in Sicily, being described from Timor in the Dutch East Indies. (7) No camerate crinoids are known from post-Paleozoic rocks in any part of the world, a few identifications of camerate genera from Mesozoic rocks being almost certainly erroneous. Moreover, there is no sign that any crinoids classed as belonging to the Articulata are derived from camerates.

EVOLUTION OF THE ARTICULATE CRINOIDS

Virtually all post-Paleozoic crinoids are referred to the subclass Articulata—a highly organized group which exhibits wide diversity of form and structure. Typically the dorsal cup is reduced in size and composed of only a few elements, consisting of circlets of radials, basals, and (actually or potentially) infrabasals. The mouth and food grooves are exposed on the tegmen, which may be studded with calcareous ossicles or carry well defined plates but is invariably a flexible integument. Many genera bear stems but the great majority (chiefly Comatulida) are stemless in the adult stage. The stratigraphic range of articulates is from Triassic to Pleistocene (in which present time may be included).

Few fossil articulate crinoids are known from the Western Hemisphere, whereas a host of forms has been described from the Old World. It is not surprising that leading investigators of these crinoids are Europeans. Recognizing inadequacy of my own knowledge of this group, I shall merely offer a few annotations of the summaries of data shown in Figs. 16–18, and cite judgment, mainly from Gislén (1924) on the course of evolution in this group.

Known Lower and Middle Triassic articulates are all stem-bearing. They include the long-lived genera, *Pentacrinites* and *Isocrinus*, which are characterized by large crown with many branching arms, a small simply constructed dorsal cup, and a strongly pentagonal stem bearing abundant cirri. Also present are crinoids (*Apiocrinidae*) having round stems which lack cirri. Ancestors of both of these groups are judged to belong among the inadunates, but these cannot be forms having biserial arm structure, because all post-Paleozoic crinoids are characterized by uniserial arms. Stemless crinoids recently have been found in Upper Triassic rocks of Mexico (Peck, 1948).

The Lower Jurassic marks the first appearance of many new crinoid genera, most of which range through rocks of this period and a few continue into the Neogene. Higher Jurassic divisions show appearance of many more articulates. Important additions are made in the Lower Cretaceous and Upper Cretaceous. On the other hand there are few new genera in the Paleogene and Neogene until we come to the host of living crinoids, which are included as belonging to the Pleistocene. Reviewing these groups briefly, we find that the Jurassic assemblage consists predominantly of attached crinoids, whereas the Cretaceous and later groups show a very strong relative increase of the comatulid stock. Some of the attached crinoids (*Eudesicrinidae*, *Eugeniocrinidae*, *Holopodidae*) are inferred by Gislén (1924, p. 201) to have been derived from Permian flexible crinoids of simplified form, and if this judgment is correct, the Articulata are polyphyletic in origin.

On grounds of comparative morphology and evidence from ontogeny of living crinoids, Gislén (1924, p. 206) concludes that the comatulids are derived from a pentagonal-stemmed crinoid of the type of *Pentacrinites*. This group, which strongly predominates to-day, is characterized by three epochs in which different assemblages predominated: (1) Upper Jurassic, in which solanocrinids were very abundant and to which they were nearly restricted; (2) Upper Cretaceous, characterized by *Conometridae*, *Notocrinidae*, *Semiometra*, and *Hertha*; and (3) Miocene, marked by predominance of the *Palaeantedontidae* (Gislén, 1924, p. 192). These free swimming crinoids should be especially valuable for stratigraphic correlation and studies of paleogeography.

I may sum up by noting the dominantly Eurasiatic distribution of articulate crinoids as now known, the stratigraphic usefulness of these fossils, and the complexity of problems in study of their evolution.

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

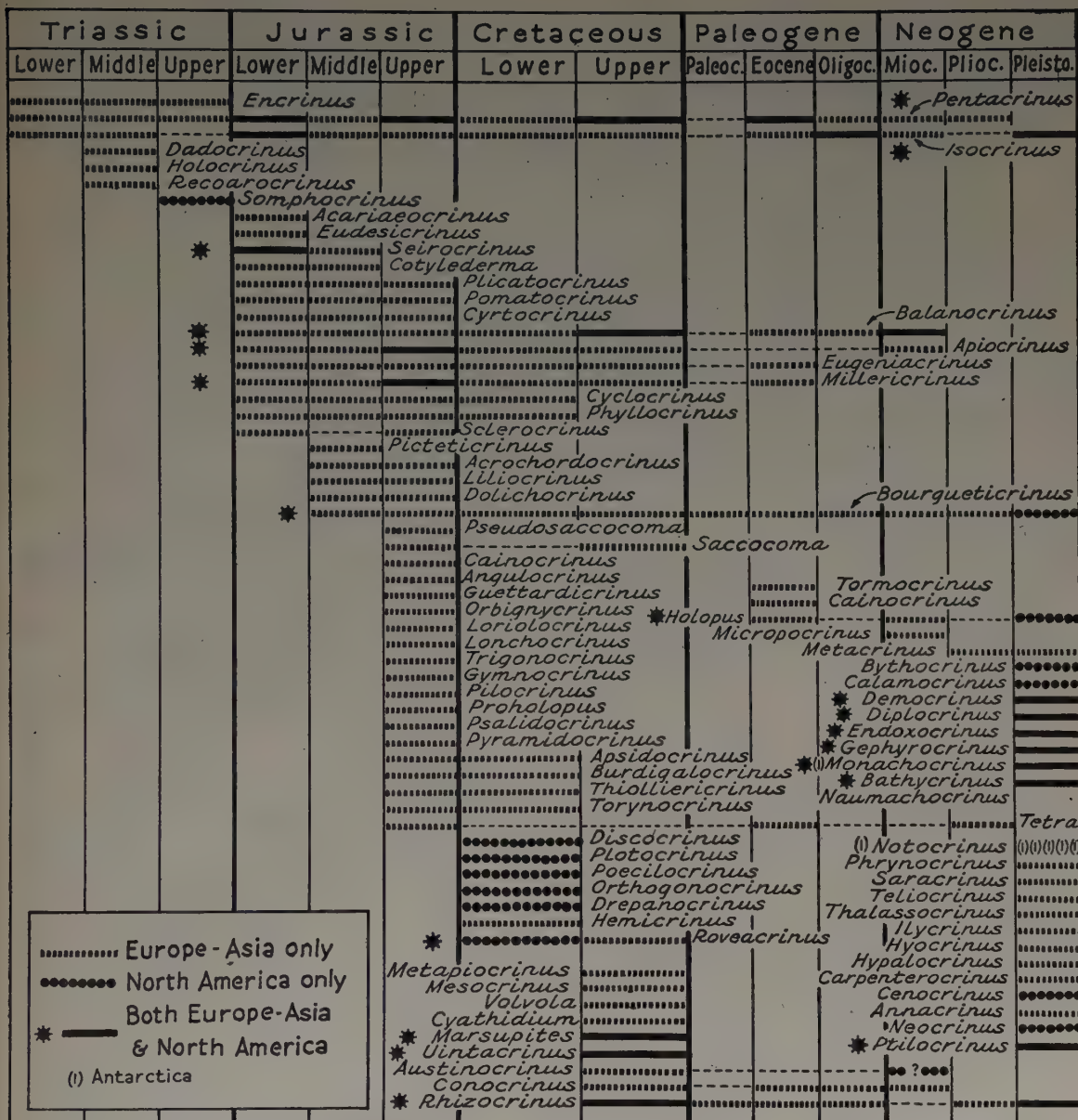


FIG. 17.—Genera of the Articulata arranged stratigraphically and showing distribution (mainly stem-bearing forms).

EXPLANATION OF STRATIGRAPHIC DIVISIONS.—Triassic: Lower, Scythian; Middle, Anisian, Ladinian, Muschelkalk; Upper, Carnian, Norian. Jurassic: Lower, Rhaetian-Aalenian; Middle, Bajocian-Bathonian; Upper, Callovian-Portlandian. Cretaceous: Lower, Valaginian-Albian; Upper, Cenomanian-Danian. Pleistocene is interpreted to include Recent. (For *Pentacrinus* read *Pentacrinites*).

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

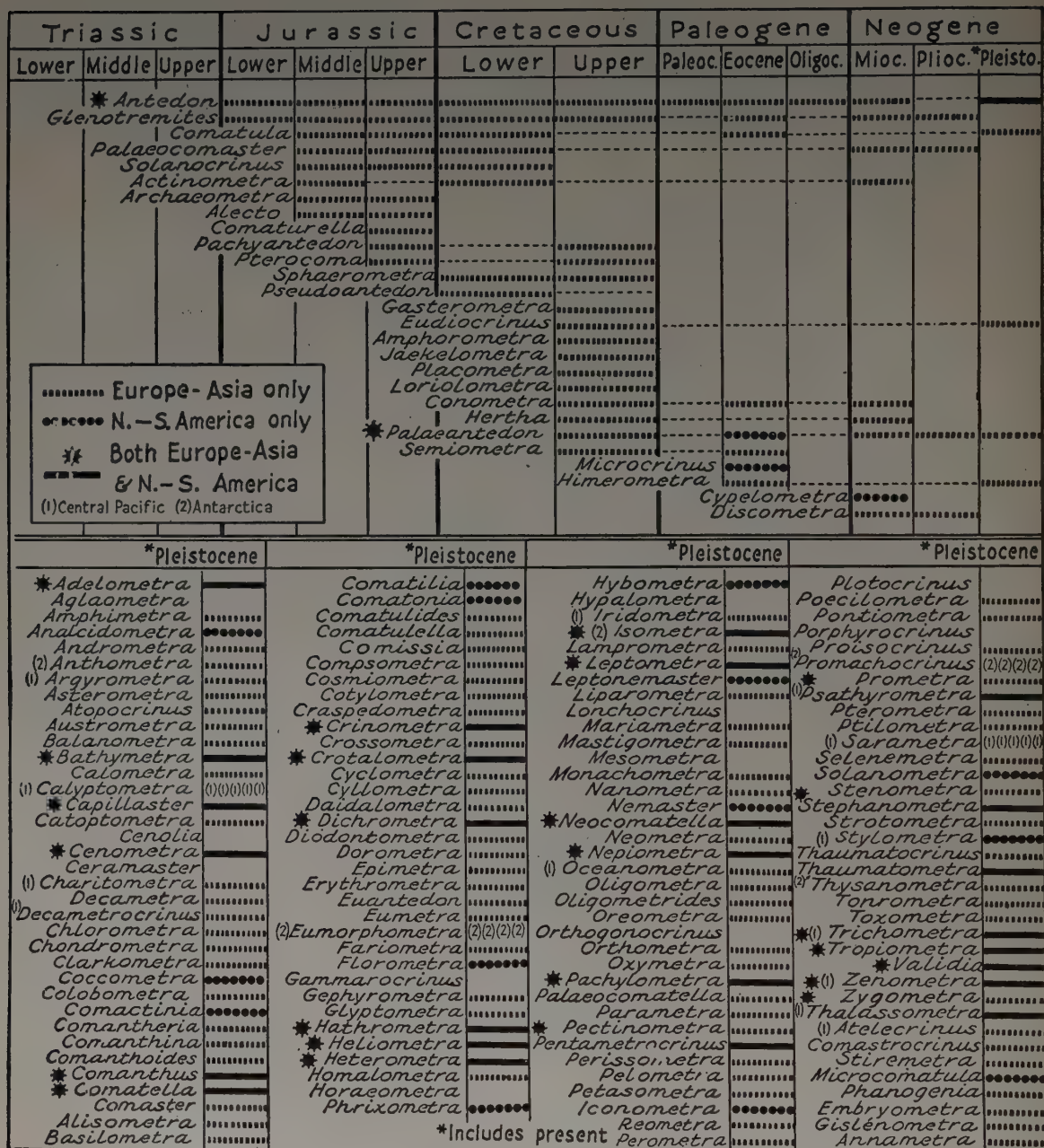


FIG. 18.—Genera of the Articulata arranged stratigraphically and showing distribution (mainly comatulids).

(See Figure 17 for explanation of stratigraphic divisions.)

MOORE: EVOLUTION OF CRINOIDEA

REFERENCES

- BASSLER, R. S. and MOODEY, M. W. 1943. Bibliographic and faunal index of Paleozoic Pelmatozoan echinoderms. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 45, pp. 1-734.
- BATHER, F. A. 1893. The Crinoidea of Gotland, Part I, The Crinoidea Inadunata. *Kungl. Svenska Vetensk. akad. Handl.*, 25, no. 2, pp. 1-200, pls. 1-10.
- 1900. The Echinoderma. In Lankester, E. R., *A treatise on zoology*, Part 3, pp. 1-344, figs. 1-127, (Crinoidea, pp. 94-204). London.
- BIESE, W. 1934. Crinoidea triadica. *Fossilium Catalogus, I Animalia*, pars 66, pp. 1-255. Gravenhage.
- 1935-37. Crinoidea jurassica. *Ibid.*, pars. 70, pp. 1-739.
- and SIEVERTS-DORECK, H. 1937. Crinoidea cretacea. *Ibid.*, pars. 77, pp. 1-254.
- 1939. Crinoidea caenozoica. *Ibid.*, pars. 80, pp. 1-151.
- CLARK, A. H. 1915-47. A monograph of the existing crinoids. *U.S. Nat. Mus. Bull.*, 82, 1 (Comatulids), pt. 1, pp. 1-406, pls. 1-17, figs. 1-513, 1915; pt. 2, pp. 1-795, pls. 1-57, figs. 1-949, 1921; pt. 3, pp. 1-816, pls. 1-82, 1931; pt. 4a, pp. 1-582, pls. 1-61, 1941; pt. 4b, pp. 1-459, pls. 1-43, 1947.
- GISLÉN, T. 1924. Echinoderm studies. *Zool. Bidrag fran Uppsala*, 9, pp. 1-130, figs. 1-349.
- JAEKEL, O. 1918. Phylogenie und System der Pelmatozoen. *Paläont. Zeitschr.*, 3, pp. 1-128, figs. 1-114.
- MOORE, R. C. and LAUDON, L. R. 1943. Evolution and classification of Paleozoic crinoids. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 46, pp. 1-153, pls. 1-14, figs. 1-18.
- 1943. *Trichinocrinus*, a new camerate crinoid from Lower Ordovician (Canadian?) rocks of Newfoundland. *Am. Jour. Sci.*, 241, pp. 262-268, pls. 1-2, fig. 1.
- PECK, R. E. 1948. A Triassic crinoid from Mexico. *Jour. Paleontology*, 22, pp. 81-84, pl. 20.
- REGNÉLL, G. 1945. Non-crinoid Pelmatozoa from the Paleozoic of Sweden. *Lunds Geol. Miner. Inst., Medd.* no. 108, pp. 1-255, pls. 1-15, figs. 1-30.
- SIEVERTS-DORECK, H. and BIESE, W. 1939. Supplementum ad Crinoidea triadica, jurassica, cretacea, et caenozoica. *Fossilium Catalogus, I. Animalia*, pars. 88, pp. 1-81. Gravenhage.
- SPRINGER, F. 1911. Some new American fossil crinoids. *Harvard Coll., Mus. Comp. Zoology, Mem.*, 25, no. 3, pp. 117-161, pls. 1-6.
- WACHSMUTH, C. and SPRINGER, F. 1897. The North American Crinoidea Camerata. *Ibid.*, 20-21, pp. 1-837, pls. 1-83, figs. 1-21.
- WELLER, S. 1898. The Silurian fauna interpreted on the epicontinental basis. *Jour. Geology*, 6, pp. 692-703.

DISCUSSION

J. M. EDMONDS referred to the necessity of describing forms from as wide region as possible; of distributing plastotypes in all groups generally for purposes of study and comparison; of re-examining critically the evidence for referring certain strata to a particular system. In this way workers could assist in the attempt to discover the relation between organic evolution and palaeogeographic changes.

PH. H. KUENEN asked if all the problems of distribution, over the various provinces, were to be attributed to migration. Did not parallel evolution play a part?

RAYMOND C. MOORE replied that the adequacy of collections of crinoid material was far greater in Europe than in other parts of the world, but everywhere, including European areas, there was great need for much more collecting, with much more exact records of stratigraphic placement of these fossils. A great difficulty lay in the inadequacy of records concerning the precise sources of many previously collected specimens, including types. There was undoubtedly value in description of crinoid material consisting of unique specimens, because these fossils were rare in some strata and the single obtained example of a crinoid form might throw important light on evolutionary and classificatory relationships.

In general, homeomorphy was not a prominent feature of fossil crinoids. The occurrence of specialised genera, such as *Crotalocrinites*, *Eucalyptocrinites* and *Petalocrinus*, for example, in Middle Silurian rocks of central North America and the Baltic region of Europe cannot reasonably be explained by coincident parallel development independently. Surely, their distribution indicated the existence of a connecting seaway and intermigration of the crinoids.

THE FUNDAMENTAL FEATURES OF THE KINETICS AND PLASTICS OF NEOTECTONICS

By V. A. OBRUCHEV

U.S.S.R.

ABSTRACT

1. According to the pulsation hypothesis, the movements of the earth's crust are caused by phases of compression and expansion, which superseded each other in the course of the development of the earth.

2. Under the name of "neotectonics" the author distinguishes those movements which took place at the close of the Tertiary—beginning of the Quaternary and were of an essential importance in the shaping of the present relief. They were displayed in a different manner on platforms and in folded mountainous countries formed in the place of geosynclines.

3. On platforms the neotectonics is manifested in flat dome-shaped or elongated warpings of considerable area but a small altitude. They may be associated with deep fractures giving vent to effusive rocks.

4. In mountainous countries in the place of geosynclines the neotectonics is displayed in rampart-like swells, often conformable to old folds, but broken by fractures into long blocks, displaced to a variable height. Through these fractures intrusive and effusive rocks may force their way.

5. The neotectonics disturbs the course of development of erosion and denudation, rejuvenates erosion, revives mountain chains in the place of peneplains and smooths senile forms. Highly raised narrow blocks are rapidly dissected into Alpine forms, particularly so in the case of an elevation above the snow-line.

6. The neotectonics was of great importance in the development of organic life, producing repeated glaciations and marine transgressions which exercised a considerable influence upon the fluctuations of the climate.

GEOCHEMIE, RHYTHMUS DER SEDIMENTATION UND ORGANISCHE ENTWICKLUNG IM LICHT DER TEKTOGENESIS*

Von KAREL ZAPLETAL
Czechoslovakia

ZUSAMMENFASSUNG

Die tektonische Entwicklung der Erde verläuft in verschiedenen Gebieten verschieden schnell. Die Mittelmeer-Geosynklinalen der Himalaja und die "äussere" zirkumpazifische Geosynklinale im Felsengebirge reifte zur Hauptfaltung erst im Laufe von ungefähr einer halben Milliarde von Jahren und eventuell noch mehr. Einige Sektoren der zirkumpazifischen Geosynklinale reifen nach ungefähr 400 Millionen Jahren (Japan zum Teil). Solche Geosynklinale, die im Palaeozoikum angelegt, im Mesozoikum ausgefaltet werden, bezeichne ich als palaeid-alpin. Nach ungefähr 300 Millionen Jahren reifen die Geosynklinale einiger Teile der Palaeiden, die sich während fast des ganzen Palaeozoikum marin entwickeln (südliche Appalachen, Teile der palaeozoischen eurasiatischen Mittelmeere, z.B. Atlas). Nach ungefähr 200 Millionen Jahren reifen die Geosynklinale, aus denen die nordeuropäischen Kaledoniden ausgefaltet sind. Nach ungefähr 100 Millionen Jahren werden die Geosynklinale ausgefaltet, aus denen sich die mitteleuropäischen Varisciden und die südeuropäischen Alpiden erheben.

Die langsam sich entwickelnden zirkumpazifischen Gebiete sind charakterisiert: (1) in den Zonen am Pazifik durch mehr oder minder saure kalkalkalische Eruptiva und klastische Sedimente, (2) in den "äusseren" Zonen durch mehr oder minder avulkanische primäre Geosynklinale mit Kalken, sowie durch Kali-Plutone nach der Hauptfaltung. Dann folgt sekundäre Geosynklinale (vulkanisch).

Die typischen Palaeiden sind hinsichtlich der zeitlichen und zonaren Einteilung den typischen Palaeid-Alpiden nahe. Je grösser der benachbarte Kraton, desto langsamer ist die Entwicklung der Geosynklinale. Die organische Entwicklung, die primäre der Pflanzen, die sekundäre der Tiere, ist bedingt durch die Schnelligkeit der tektonischen Entwicklung. Daher entstehen die cryptogamen Gefäßpflanzen und die ihnen folgenden Amphibien in den internen zirkumarktischen kaledonischen Tritogeosynklinale (raschwechselnde Lebensbedingungen), die Gymnospermen und ihnen folgende Reptilien in den mitteleuropäischen variscischen Tritogeosynklinale, die Angiospermen und die ihnen folgenden Vögel und Säugetiere im Vorlande der ältesten Alpiden in arktischen Gebieten (während der Kreide). In langsam tektonisch sich entwickelnden Räumen (Gondwana, Pazifik) ist auch die organische Entwicklung langsamer (lebende Fossilien).

Die typischen Palaeiden sind hinsichtlich der zeitlichen und zonaren Einteilung den typischen Palaeid-Alpiden nahe. Je grösser der benachbarte Kraton, desto langsamer ist die Entwicklung der Geosynklinale.

Die organische Entwicklung, die primäre der Pflanzen, die sekundäre der Tiere, ist bedingt durch die Schnelligkeit der tektonischen Entwicklung. Daher entstehen die cryptogamen Gefäßpflanzen und die ihnen folgenden Amphibien in den internen zirkumarktischen kaledonischen Tritogeosynklinale (raschwechselnde Lebensbedingungen), die Gymnospermen und ihnen folgende Reptilien in den mitteleuropäischen variscischen Tritogeosynklinale, die Angiospermen und die ihnen folgenden Vögel und Säugetiere im Vorlande der ältesten Alpiden in arktischen Gebieten (während der Kreide). In langsam tektonisch sich entwickelnden Räumen (Gondwana, Pazifik) ist auch die organische Entwicklung langsamer (lebende Fossilien).

WENN wir die Beziehungen der Entwicklung des Lebens zu den Bewegungen der Erde erwägen wollen, müssen wir klar sein über die Bewegungen selbst. Bis jetzt sind wir ziemlich klar über die Gebirgsbildungen und Meeresbewegungen. Es handelt sich darum, *eine Systematik aller Bewegungen* der Erde zeitlich auszuarbeiten. Nach den Verhältnissen in Nord-, Mittel- und Südeuropa unterscheidet man die kaledonische, variscische und alpine Bauära. Diese Gliederung lässt sich nicht auf die ganze Erde übertragen. Auf Grund der Sedimentation der variscischen und der alpinen Ära in Europa unterscheidet man die Zeit der vorwiegend karbonatisch-pelitischen Sedimentation, die Flysch (Culm)-zeit und die Molassezeit. Die karbonatische Sedimentation bezeichnet die Ränder der Geosynklinale, die pelitische das Zentrum.

* Der Vortrag wurde deutsch gehalten. Die russische Sprache war als Kongresssprache erst nach dem Vortrage anerkannt.

Besonders in Nordamerika sind die tektogenetischen Verhältnisse grundsätzlich von den europäischen verschieden. In Rocky Mountains ist seit Algonkium meistens nur eine grosse Gebirgsbildung, die laramische bekannt. Solche Gebiete gehören seit dem Jungalgonkium einer einzigen Bauära an, die ich als *paläid-alpid* bezeichne (P-A).

Gegen Osten sind in den südlicheren Appalachen, besonders in den äusseren (westlichen) keine grossen kaledonischen Gebirgsbildungen vertreten. Solche Gebiete gehören im ganzen Paläozoikum einer einzigen Bauära, der *Paläiden* (P), an. Gegen Norden erst lassen sich in Appalachen die kaledonische (K) und die variscische (V) Bauära unterscheiden (Ost-Akadien).

Den Beginn des kratonischen Zustandes bezeichnet der atlantische oder basaltische Vulkanismus. So dauert die Bauära der *Paläid-Alpiden in Rocky-Mountains in U.S.A.* seit dem jüngeren Algonkium bis in das Tertiär. Innerhalb dieser Ära ist dort die Flyschzeit nicht unterschieden. Die erst Bauzeit dauert dort vom Jungalgonkium zur laramischen Faltung. Sie ist in den tiefsten Teilen der dortigen Geosynklinale bis in die Trias durch marine Kalke bezeichnet, seit Unterkreide auch durch kontinentale Sedimente. Es ist die *primäre Bauzeit*. Nach der laramischen Gebirgsbildung ist die letzte Bauzeit der P- A- Ära, mit Sedimentation vergleichbar der Molasse, die *sekundäre Bauzeit*.

Die *karbonatische Sedimentation* der ersten Alpinen Geosynklinale übergeht von Südwest-Europa in der Richtung China in die *Molasse-Sedimentation*. Die Flyschsedimentation wandelt sich ebenso um. In breiten Geosynklinalen mit stabileren Rändern wird die Flyschsedimentation durch karbonatische ersetzt.

Die Gliederung der Bauären lässt sich auch im *Kraton* verfolgen. So entspricht der alpidischen karbonatischen Zeit die vorwiegend karbonatisch-pelitische Sedimentation Zechstein—Unterkreide, der Flyschzeit die vorwiegend klastische Oberkreide, der Molasse-Zeit die Sedimentation des Tertiärs. Der Vulkanismus auf den Kratonen ist meist auf die letzte Bauzeit beschränkt (Wälle vor den Orogenen, z.B. vor den Alpen aus Frankreich nach Mähren). (Beispiel aus Mitteleuropa).

Die *Bauären* und die *Bauzeiten* sind wie zu sehen in verschiedenen Gebieten *zeitlich verschieden*. Beispiele aus den Orogenen: Die kaledonische Bauära dauert an: vom Jungalgonkium (Spitzbergen, Grönland), vom Kambrium (Westakadien, Norwegen zum Teil, Gross-Britannien, z.T.). Die erste kaledonische Bauzeit endet: Ende Kambrium in Spitzbergen, Ende Ordovizium (Westakadien), Ende Obersilur (Gross-Britannien). Die variscische Bauära beginnt: im Obersilur (Ostural, Zentrum der mährischen Geosynklinale), im Devon (Unter- bis Oberdevon in Mitteleuropa). Sie endet im Unterperm (Mitteleuropa), in Trias (Indo-China). Die paläide Bauära endet in Perm (Apalachen) oder in Trias (Westural), sie beginnt im Kambrium (südlichere Apalachen), oder in Silur (Mittelböhmen). Die alpidische Bauära beginnt im Oberperm (Südalpen), in Trias (nördliche Ostalpen), in Jura? (Antillen), in Kreide (Nordanden, S. Mittelamerika). Die paläid-alpide-Ära endet in Teilen von Nordostasien im Paläogen, in Japan im Innern sind *Paläomesoiden* (letzte Bauzeit in der Kreide).

Die Sedimentation und der Magmatismus wandern im Orogene und im Vorlande zeitlich lateral.

Die kaledonischen Orogene.—(1) Periarktisch: Akadien- Nordeuropa- Timan- Byranga—Nordland Inseln—Nordostasien—Alaska, Spitzbergen- Grönland (in Alaska an Paläid-Alpiden anschliessend).

(2) Mediterran im weiteren Sinne am Südrande der englisch-russischen Tafel, nach Mittelasien, Südostasien (Hinterindien), Ostaustralien (N. Queensland, Geantiklinale Brisbane, Cobar-Brokenhill, S.Ö. N.S.W., Ö. Vict.).

Die *Kratone* werden vor den kaledonischen Orogenen hauptsächlich nördlich des Mittelmeeres überflutet: Nord-und Ostgrönland (Jungalgonkium bis Obersilur), im Südwesten der englisch-russischen Tafel (Kambrium bis Obersilur, Oldred der russischen Tafel), in der Mittelsibirischen Tafel (Kambrium bis Obersilur), in der sinischen Tafel (nördlich von Tsinling- Schan Jungalgonkium bis U.—Silur, südlich davon bis Obersilur).

Die bestbekannte kaledonische *Geosynklinale* ist die *britische*. Die Sedimentation der *primären* Geosynklinale ist dort pelitisch bis grauackisch. Die Geosynklinale ist meist nur im Ordoviz vulkanisch (Spilite im Norden und älter, Andesite in der Mitte und jünger, Rhyolithe im Süden).

Nachdem die kaledonische Sedimentation z.T. schon im Jungalgonkium einsetzt, ist nicht mit

einem erdumfassenden Umbruch der Tektonogenese Ende Algonkium zu rechnen. Das Algonkium von Böhmen und Südsibirien ist z.T. in der grauwackischen Facies entwickelt, und es folgt ihm dort das Kambrium, z.T. vom Molasse Charakter mit Porphyren, also Vertreter der letzten Bauzeit einer *algonkisch-kambrischen Bauära*.

Die variscischen Orogene.—Die variscischen Orogene sind bezeichnend für randliche Mittelmeergebiete: Teile von Mitteleuropa und Mittelasien (Tian-San), in Südostasien, in Ostaustralien, in Mittel-Amerika (Jungpaläozoicum—Trias), Akadien im Osten. Im Süden Gondvaniden (Brasilien).

Die *Kratone* werden wieder hauptsächlich im Norden des Mittelmeeres überflutet: Südchina, Devon bis Perm—Nordchina Karbon bis Perm, an der russischen Tafel Silur oder Devon bis Karbon.

Die paläiden Orogene.—Die paläiden Orogene erscheinen besonders beiderseits des mittleren Atlantik (südlichere Appalachen und in der Tethys: Südwesteuropa—Atlas, Barrandien—Südalpen) und im Mittelmeere weiter im Osten* (besonders Alai) sowie im Westural. Die *Kratone* werden besonders vor den Südappalachen (Kambrium bis Perm) und vor Atlas (Sahara, Kambrium bis Karbon) überflutet.

Die alpiden Orogene (A).—Die alpiden Orogene sind besonders für grosse Teile im Süden des Mittelmeeres bezeichnend: von Mexiko bis Indochina—Indonesien, im Norden der alten Welt bis Pyrenäen—Hissar—Murgab, im Süden bis Betiden- Riff und Südostasien, in der neuen Welt von den Antillen in die Nordanden.

Vor den Orogenen werden die *Kratone* hauptsächlich wieder im Norden des Mittelmeeres überflutet. An den Rändern des Atlantik und der *Kratone* ist die Überflutung in Westeuropa und Nordafrika seit der Trias, ebenso in der Quersenne vor dem Orogen in Ostafrika, seit Jura in den Quersennen im Norden (z.B. beiderseits von Ural), seit Kreide bis Neogen im Norden vor den Antillen.

Die kaledonischen, variscischen, paläiden und alpiden Orogene sind mediterran oder allgemein interkontinental und schon in der ersten Bauzeit vulkanisch (Vulkanismus oft basisch). Ihre Plutone am Ende der ersten Bauzeit sind meist kalkalkalisch (Granodiorite), wie die Plutone der Orogene am Pazifik, wo aber der Vulkanismus der ersten Bauzeit oft meist sauer ist (und Sedimentation klastisch, nicht kalkig, wie in den vorgenannten Orogenen).

Die paläidalpiden Orogene.—Die paläidalpiden Orogene sind in typischer Entwicklung extern zircumpazifisch: Rocky Mountains in U.S.A., innerjapanische Zone, die chinesischen Bewegungszonen, auch Teile von Nordwesthimalaja. Es sind z.T. stark bewegte Ränder der *Kratone*. Dann sind vor ihnen keine stärkeren ständigen Überflutungen festzustellen. Sie sind z.T. so in Rocky Mountains, in der ersten Bauzeit avulkanisch. Die Plutone der dortigen Hauptgebirgsbildung sind kalireich (Monzonite). In der Himalaja ist die P- A- Zone weiter vom Rande der Gondvana gegen Norden typisch entwickelt, gegen Norden wird sie durch die Paläiden in Zentralasien abgelöst.

Der nachkaledonische Orogen in Alaska ist anscheinend *variscoalpid*. In der Tethys entwickeln sich einige Orogengebiete seit Karbon bis Tertiär (*Karbo-alpiden*, Velebit . .).

VERTEILUNG DER BAUÄREN IM RAUM

Die Zircumpazifischen Paläidalpiden werden in Nordamerika und Asien gegen den Atlantik durch Paläiden abgelöst (bis nach Atlas event. Alai). Die Paläiden werden gegen Norden (Akadien bis Mitteleuropa, Ostural, Mittel-Nordostasien) und Süden (Mittelamerika, Nordanden, Brasilien, Burma—Ostaustralien) durch Kaledoniden mit superponierten Varisciden abgelöst. Noch weiter gegen Norden (Nordwesteuropa) bleiben nur die Kaledoniden.

Das späte Eintreten der Orogenesen ist an Zentren der grossen Geosynklinalen und an die pazifische Umrandung gebunden. Gegen die Ränder der Senken häufen sich die Orogenesen. Je grösser der benachbarte Kraton, desto langsamer ist die Entwicklung der Geosynklinale zur Orogenese.

GEOCHEMIE DER ERUPTIVA UND BAUZEITEN

Orogen. Erste Bauzeit. Epirogenese: Diabas, Keratophyr im alten Mittelmeer, Andesit peripazifisch. Anfänglich event. Porphyrisch bis Porphyrit (z.B. innere Westkarpathen). Im abysalen

*Auch in Queensland, N.-England bis in O. Victoria (Snowy River).

PART XII: EARTH MOVEMENTS AND ORGANIC EVOLUTION

Stadium Serpentine (jüngere Serpentine meist perigondwanisch im dominantem frontalen Stamme, bis peripazifisch, korelat im Kraton Trapp).

Orogenesis. Fuss-Granite. Kalknatrongranite zwischen den kristallinen und sedimentären Zonen, Kali-Syenit zwischen den beiden Granittypen (Moldanubicum- Barrandien).

Zweite Bauzeit. Epirogenesis: Andesite (perilaurasiatisch). Kaliporphyre der älteren Innensenken (Kulm der Vogesen). Serpentin.

Dritte Bauzeit. Epirogenesis: Porphyre, Porphyrite, Melaphyre-Andesite, Liparite, Basalte.

Orogenesis: event. Natrongranite (Unterperm, Erzgebirge).

KLIMAVERLAUF INNERHALB EINER BAUÄRA

Klimaverlauf innerhalb einer Bauära hat Beziehungen zur Entwicklung des Lebens. Das Klima der ersten Bauzeit ist ziemlich einförmig. Am Ende der Bauära tritt Vereisung ein: Vereisungen I. Ordnung: Eokambrisch (am Ende der jung- prekambrischen Tektogenesis), Quartär (am Ende der P- A- und A- Tektogenesis), über die ganze Erde verbreitet. Die Gondwana-Vereisung II. Ordnung, nur auf der Süderde, tritt auf nach der saalischen Orogenesis in der letzten Bauzeit von vielen V- und P-Orogenen. Die obersilurische Vereisung III. Ordnung im Süden der Nordgondwana fällt in das Ende der ersten Bauzeit von einigen Kaledoniden, aber mehrere zehn Millionen Jahren nach der takonischen Orogenesis.

DIE ENTWICKLUNG DER ORGANISCHEN WELT

Die Entwicklung der organischen Welt hat klare Beziehungen zu den Bewegungen der Erde. Für die Entwicklung *des Lebens* in *Meeren* ist wichtig *die erste Bauzeit* und zwar besonders für die Wirbellosen die erste Bauzeit der Kaledoniden. In der ersten Bauzeit sind die kalkabsondernden Organismen stark vertreten.

Die Weiterentwicklung und Verbreitung des Meereslebens fördern die *Transgressionen*. Sie fallen in die erste Bauzeit der Kaledoniden (Obersilur), der V—P (Devon) und der Alpiden (Trias, Jura), in die Mittelzeit (Unterkarbon, Mitteleozän).

In den *späteren Bauzeiten* ist besonders die Entwicklung der *Grossforaminiferen* bezeichnend (Mittelzeit: Kulm, Flysch), in den "äusseren" Orogenzonen und am Kraton.

Beziehungen zu den Gebirgsbildungen.—Nach der Orogenesis Ende Algonkium entwickeln sich hornige Nautiloiden und Brachiopoden und erste Trilobiten. Nach den jungkambrischen Faltungen gipfeln die Trilobiten. Nach der takonischen Orogenesis entwickeln sich die Pentameriden, ein Teil von Trilobiten stirbt aus. Nach der jungkaledonischen Faltung sterben weitere Trilobiten aus. Zwischen der brunsvikischen und der bretonischen Faltung sterben die Trilobiten fast aus, auf diese Zeit ist beschränkt die Gruppe der Clymenien.

Bis zu der pfälzischen Faltung leben die Mesoammonoiden. Nach ihr bis zur jungtriadischen Faltung entwickeln sich die Altammoniten, zwischen dieser und der laramischen Faltung die Jungammoniten. Die Graptolithen entsprechen zeitlich den *Kaledoniden*, die Rugosa und die Trilobiten den *Paläiden*.

Für die Entwicklung *des Lebens auf den Festländern* ist die Zeit vor der Hauptgebirgsbildung, nach ihr und besonders die letzte Bauzeit wichtig. Nach der takonischen Orogenesis beginnt die Entwicklung der Gefässkryptogamen, besonders in der letzten kaledonischen Bauzeit. In dieser beginnt die Entwicklung der Amphibien, der Stegocephalen, die bis zur jungtriadischen Faltung leben. Nach der bretonischen Gebirgsbildung, die in den inneren Zonen der Varisciden und Paläiden stark vertreten ist, wird in der Mittelzeit (Kulm im Unterkarbon) die Entwicklung der Gefässkryptogamen schneller und gipfelt in der letzten Bauzeit dieser Gebirge. In dieser Zeit beginnt die Entwicklung der Gymnospermen und der Reptilien. Diese entwickeln sich rasch, besonders nach der saalischen Faltung an der Gondwana, besonders während der letzten Bauzeit der Paläomesoiden. Die Sphenophyllen sind neovariscisch, die Pteridospermen neovariscisch-triadisch.

Nach der nevadischen Hauptgebirgsbildung entwickeln sich die Angiospermen vor dem nevadischen

Orogen in der Arktis, und die Vögel. Nach der laramischen Gebirgsbildung entwickeln sich rasch mit ihnen die Säugetiere, besonders in der letzten Bauzeit der P- A- und A-Orogene.

DIE VERSCHIEDENEN PALÄOBIOGEOGRAPHISCHEN GEBIETE HABEN

VERSCHIEDENE TEKTOGENETISCHE STELLUNG

Die zircumpazifischen P-A-Gebiete sind seit Kambrium durch eigenartige Meeresfaunen bezeichnet. Die Gebiete im Norden der Zone: akadisch- norwegisches Zwischengebirge—Ural—Tian-San-Tsinling-Schan sind durch laurentisch-arktische Meeresfaunen in der paläiden Ära bezeichnet. In Westakadien und in Nordchina ist das Meer altkaledonisch (kambrotakonisch). Südlich des westakadisch-arktischen Meeres ist im Kambrium und Silur schottisch-skandinavisches Meer mit Schelf im Bereiche des Balticums kaledonisch, in Akadien bis Devon (Altpaläid). In englischer und baltischer Facies ist das Silur in Burma entwickelt, die Hamiltonfacies durchbricht gegen Süden bis Burma. Das akadische Meer knüpft an die Tethys an. Diese ist im perigondwanischen Anteile im Westen paläid bis neovariscid, im Osten zum Teil paläidalpid (Himalaja z.T.).

In Gebieten, die zur Orogenesis langsam reifen, erhalten sich altertümliche Formen: im Winkel Tethys—Pazifik heute Nummulites, Pharetrones, Trigoniidae, Nautilus, früher z.B. Blastoiden (bis zum Perm).

Da die Lebenszeit der einzelnen Organismengruppen durch Zeiten der Gebirgsbildung begrenzt ist, ist die Beziehung der organischen und tektogenetischen Entwicklung klar. *Schindewolf* betont, dass die Entwicklung der Ammonoiden und der Trilobiten nicht paralell geht. Es wurde bemerkt, dass die Trilobiten paläide (event. kaledonisch -variscische) Organismen sind und sie sind wohl an entsprechende tektogenetische Zonen als Entwicklungszentren gebunden.

Die Ammonoiden entsprechen zeitlich der ersten P-A-Bauzeit, event. der paläomesoiden Bauära, und ihre Entwicklungszentren sind wohl an entsprechende tektogenetische Zonen gebunden. Damit stimmt, dass in der Entwicklung der Ammoniten deutliche Scheide die Zeit der jungtriadischen Orogenesis bildet, die peripazifisch stark vertreten ist (Japan, innere Zone; Indochina, triadische Andesite als Vertreter der letzten Bauzeit im paläozoisch-triadischen Tektogen in Queensland, obertriadische Transgression in Südamerika, Beendigung des neovariscischen Tektogens in Mittelamerika in Trias, ebenso T. in Nordost-Asien (Verchojansker Komplex)).

DATE DUE



3 8198 309 338 737

THE UNIVERSITY OF ILLINOIS AT CHICAGO

LIST OF THE PARTS OF THE REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION

- PART I. General Proceedings of the Session.
- PART II. Proceedings of Section A: Problems of Geochemistry.
- PART III. Proceedings of Section B: Metasomatic Processes in Metamorphism.
- PART IV. Proceedings of Section C: Rhythm in Sedimentation.
- PART V. Proceedings of Section D: The Geological Results of Applied Geophysics.
- PART VI. Proceedings of Section E: The Geology of Petroleum.
- PART VII. Symposium and Proceedings of Section F: The Geology, Paragenesis and Reserves of the Ores of Lead and Zinc.
- PART VIII. Proceedings of Section G: The Geology of Sea and Ocean Floors.
- PART IX. Proceedings of Section H: The Pliocene-Pleistocene Boundary.
- PART X. Proceedings of Section J: Faunal and Floral Facies and Zonal Correlation.
- PART XI. Proceedings of Section K: The Correlation of Continental Vertebrate-bearing Rocks.
- PART XII. Proceedings of Section L: Earth Movements and Organic Evolution.
- PART XIII. Proceedings of Section M: Other Subjects.
(Also including meetings on the Geology and Mineralogy of Clays).
- PART XIV. Proceedings of the Association des Services géologiques africains.
- PART XV. Proceedings of the International Palaeontological Union.